Die Schalsteine des Fichtelgebirges, aus dem Harz, von Nassau und aus den Vogesen

von

A. Pelikan in Prag.

(Mit 2 Tafeln.)

Die im Nachstehenden mitgetheilten Untersuchungen bilden den zweiten und letzten Theil meiner mich seit mehreren Jahren beschäftigenden Studien über die (Diabas-) Schalsteine.

Mancherlei Umstände, darunter auch meine Versetzung in einen neuen Wirkungskreis, haben die Vollendung der Arbeit über Gebühr verzögert, und wenn ich meine Ergebnisse hier vorlege, geschieht dies keineswegs in dem Bewusstsein, den Gegenstand erschöpft zu haben, sondern vielmehr mit der festen Überzeugung, dass noch recht viel ungethane Arbeit übrig geblieben sei.

Das untersuchte Material wurde theils von mir selbst gesammelt, theils von den Herren Professoren Berwerth, Wien (Schalsteine aus Nassau); Bücking, Strassburg (Vogesen); Koch, Berlin (Proben aus der Lossen'schen Sammlung) in liebenswürdiger Weise zur Untersuchung überlassen. Ihnen, sowie der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, welche mir eine Reisesubvention gewährte, und Herrn Rittmeister v. Haenlein in Blankenburg a. Harz, welcher in zuvorkommendster Weise meinen Führer machte, sei hiemit der wärmste Dank abgestattet.

I. Die Schalsteine des Fichtelgebirges

und die mit ihnen vergesellschafteten Felsarten.

Unsere Kenntniss der Schalsteine des Fichtelgebirges fusst auf den Untersuchungen, welche Gümbel in seiner »Geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges«[1] niedergelegt hat. Die »prägnanten Schilderungen«[2] Gümbel's, die sowohl auf die Untersuchungen im Felde, als auch auf das Studium von Dünnschliffen sich stützen und durch zahlreiche Analysen, die von den Mitgliedern der k. bayr. Landesanstalt ausgeführt worden sind, besonderen Werth erhalten, gewähren in der That ein gutes Bild der in Betracht kommenden Verhältnisse. Wenn ich trotzdem hier eine ausführlichere Beschreibung der von mir gesammelten Proben mittheile, so geschieht dies nur aus dem Grunde, weil ich eine Beurtheilung möglichst vieler Vorkommnisse vom gleichen Standpunkt aus für nicht überflüssig erachte und weil zudem die beschriebenen Gesteine bemerkenswerthe Details zu beobachten gestatten.

Zunächst will ich im engsten Anschluss an Gümbel's Untersuchungen eine kurze geologische Übersicht des Schalsteingebietes geben, an die sich die mikroskopischen Beschreibungen anschliessen sollen.[3]

Die Stellung des Fichtelgebirges zwischen dem Erzgebirge und dem hercynischen System, sowie seine Bedeutung als Knoten der europäischen Hauptwasserscheide darf als bekannt vorausgesetzt werden. Für uns ist es wichtig, daran zu erinnern, dass dieses liebliche Gebirge mit seinen sanft geschwungenen Contourlinien nichtsdestoweniger aus mächtigen Faltenzügen aufgebaut ist, welche im Grossen und Ganzen eine SW—NE-Streichrichtung erkennen lassen. Neben dieser einen tektonischen Hauptrichtung, welche als das erzgebirgische oder auch niederländische[4] Streichen bezeichnet wird, macht

---

[1] Gotha, 1879.

[2] Rosenbusch, Physiogr. der massigen Gesteine, 3. Aufl., S. 1186.

[3] Vergl. auch: A. Wohlrab, Das Vogtland als orograph. Individuum, Stuttg. 1899. Enthält eine zusammenfassende Darstellung der geol. Verhältnisse des Schalsteingebietes, sowie mehrere ganz typische Landschaftsbilder aus demselben.

[4] Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, 160.

sich noch eine andere geltend, welche hauptsächlich in einer Ablenkung der erwähnten Faltenzüge, sowie in ausgebreiteten Sprungsystemen in die Erscheinung tritt. Diese Richtung verläuft von SE nach NW und wird allgemein als hercynisches Streichen bezeichnet. Dieselben beiden Richtungen finden wir auch im Bau des Harzgebirges wieder, das nach Lossen's Untersuchungen [1] einen Gebirgsknoten darstellt, »hervorgegangen aus einseitiger Faltung, welche jedoch zuerst im niederländischen, dann im hercynischen Sinne erfolgte. Zuerst wäre demnach eine Kraft aus SE wirksam gewesen, unter deren Einfluss die ersten Grundlinien des Baues geschaffen wurden; später, nachdem diese heute noch in dem Streichen eines grossen Theiles des Gebirges erkennbaren Grundlinien vorhanden waren, und als insbesondere die grosse Granitmasse des Brockens schon mit ihrer weiten Buckelfläche unter dem paläozoischen Schiefer und Quarzit lag, hat, nach dieser Anschauung, auf dieses mehr oder minder nordöstlich streichende Gebirge eine Kraft im hercynischen Sinne, d. i. aus SW gewirkt«.[2] Ganz ähnlich muss nach dem Gesagten auch der Verlauf der Ereignisse im Fichtelgebirge gewesen sein, und wir dürfen jedenfalls das Eine als erwiesen betrachten, dass die von der Faltung betroffenen Schichtcomplexe wenigstens stellenweise ganz beträchtlichen dynamischen Einwirkungen ausgesetzt gewesen sind.

Über den Antheil der einzelnen Formationen am Aufbaue des Gebirges wäre Folgendes zu sagen:

Auf den älteren archaischen Gneissmassen liegt das Cambrium, das durch die Phycodenschichten repräsentirt wird. Zum Silur rechnet Gümbel die Thuringitschichten bei Augustenthal und Hämmern im Steinachthale, bei Gräfenberg und Ludwigstadt, die Dach- und Griffelschiefer mit Asaphus, Ogygia, die nur petrographisch, nicht auch paläontologisch charakterisirbaren Lederschiefer, die Graptolithenschichten und endlich den über den Graptolithenschichten folgenden Complex

---

[1] K. A. Lossen, Über den Zusammenhang zwischen Falten, Spalten und Eruptivgesteinen im Harz. Jahrb. preuss. geol. Landesanst. II, 1882.

[2] Suess, Antlitz der Erde, Bd. I, 161.

schwärzlicher Schiefer, in dessen oberen Schichten sich mehr oder weniger isolirt bleibende Knollen, seltener geschlossene Bänke eines schwarzen, versteinerungsreichen Kalkes (Tentaculitenkalk) finden. Stellenweise schieben sich in die oberen Partien der silurischen Schichtenreihe schon Diabasgesteine und ihre Abkömmlinge ein, wie wir später sehen werden.[1]

Das Devon beginnt mit den Nereitenschichten, welche nach Gümbel im Grossen und Ganzen ein Zeitäquivalent der rheinischen Grauwacke, des nassauischen Spiriferensandsteins oder der Hauptquarzite des Harz repräsentiren, demnach als oberes Unterdevon aufzufassen sind. Über den Nereitenschichten folgen mürbe, bröcklige, leicht verwitternde Thonschiefer mit zwischengelagerter Grauwacke und zahlreichen Einschaltungen von Diabasgesteinen. Den Schluss bilden Kalke und Schiefer mit Clymenien und Cypridinen. Über dem Devon folgen die Schiefer und Grauwacken des Culm.

Dann macht sich eine Lücke in der Formationsreihe bemerkbar, indem die productive Steinkohlenformation nur ganz spärlich, in kleinen Partien auftritt, so dass die Dyas meist unmittelbar auf dem Culm aufliegt; das jüngste Glied, die Trias, tritt nur am Aussenrande des Gebirges auf, nimmt aber an dessen Aufbau keinen Antheil.

Was das Auftreten von Diabasen, diabasartigen Gesteinen und deren Abkömmlingen, der Tuffe und Schalsteine, kurz jener Felsarten, die wir als »Schalsteinformation« zusammenfassen, anlangt, so finden wir die ersten Vorkommnisse in der Region zwischen Cambrium und Silur. Es sind dies hornblendeführende Schiefer, welche augenscheinlich zu Gesteinen der Epidiorit- und Paläopikritreihe (im Sinne Gümbel's) im selben Verhältnisse stehen, wie die »Schalsteine« zu den Diabasen[2] (Rudolfstein, Sparnberg, Berg, Joditz).

Im Silur wird das Erscheinen unserer Gesteine etwas häufiger, schwillt dann im Devon rasch an und erreicht im Mitteldevon sein Maximum; von hier an halten die Eruptionen an bis in die Zeit des Oberdevon, um dann rasch zu erlöschen.

---

[1] Wohlrab, l. c. S. 12, erwähnt auch Diabase und Schalsteine aus dem Cambrium. Wahrscheinlich sind die S. 6 erwähnten Bildungen damit gemeint.

[2] Gümbel, Fichtelgebirge, S. 143.

Wir vermissen ebenso im Culm, wie im Cambrium jede Spur von Diabaseinlagerungen zwischen die Schichten.

Im Fichtelgebirge lassen sich zwei Haupt-Schalsteingebiete unterscheiden: Jenes von Steben und jenes von Hof, wozu noch ein kleines Gebiet von Berneck, SW von Hof, kommt, das durch eine Zone chloritischer Schiefer mit dem Hofer Gebiete verbunden ist.

Wenn man vom Thüringerwalde herkommt, trifft man die Schalsteinformation zuerst bei Ludwigstadt und Wurzbach in kleinen Partien, die allmälig an Ausdehnung gewinnen und endlich bei Steben ein ziemlich ausgedehntes Gebiet einnehmen.

Die recht malerischen Felspartien des Höllthales — östlich der Stadt Lichtenberg — bestehen ausschliesslich aus solchen Gesteinen. Im E reichen die Schalsteine bis Issigau und im S bis Geroldsgrün. Interessant ist das von Gümbel aufgefundene Profil an den östlichen Thalgehängen unterhalb Lehesten, wo man deutlich sieht, dass die Schalsteine eine concordante Lage zwischen den Nereitenschichten einerseits und den oberdevonischen Cypridinenschiefern und Clymenienkalken anderseits innehaben.

»Gleichsam als Gegenflügel zu diesem Zuge kann die überaus grossartige Schalsteinbildung angesehen werden, welche nördlich von Hof fast die ganze nordöstliche Ecke unseres Gebietes von Oberhartmannsreuth über Hof und Köditz bis Brunn und von da über Brandstein, Joditz, Töpen und Tiefendorf bis Münchenreuth in unmittelbaren Anschluss und als Fortsetzung der gleichartigen, über weite Strecken in Sachsen bei Plauen und Planschwitz[1] bis gegen Herlasgrün und Elsterberg hin ausgedehnten Schalsteinregion einnimmt. Von diesem Hauptschalsteingebiete zweigen sich nun mehrfach Streifen ab. In SW-Richtung streichen einerseits am NW-Rande der Münchberger Gneissinsel mit den übrigen älteren und jüngeren Schichten Schalsteine und tuffige Sandsteine in vielfach unterbrochenen Partien und parallelen Faltenaufbiegungen von

[1] Die Diabastuffe von Planschwitz führen nach Credner, Lehrbuch der Geol., S. 123, devonische Versteinerungen.

Brunn und Neuhaus über Schwarzenbach i. W., Enchenreuth, Presseck, Wartenfels bis in die Nähe von Stadt Steinach, wo sie mit dem Gebirgsrande nach SE umbiegend, bei Kupferberg sich auskeilen. Auf der anderen Seite muss man die gleichfalls beträchtliche Schalsteinausbreitung SE von Hof zwischen Gattendorf und Tauperlitz als eine Fortsetzung der Haupt-Schalsteinmasse ansehen, die über Posseck und Prex in naher Verbindung mit dem vielfach unterbrochenen Schalsteinstreifchen längs des NW-Randes der älteren Schiefer von Rehau bis Berneck steht. Überall nehmen die Hauptmassen dieser Schalsteine mit den ihnen untergeordneten Sandstein- und Thonschieferlagen ihre Stelle zwischen Nereiten- und Cypridinenschichten ein«.[1]

Die Mächtigkeit der Schalsteinformation bei Hof wird von Gümbel, »wenn keine Wiederholung derselben Schichten durch Faltung anzunehmen wäre« (l. c.), auf circa 3000 *m* geschätzt.

Die Länge des Profils Rietsch—Gobitschau in Mähren[2] beträgt 3 *km*, mithin die Mächtigkeit, i. e. der senkrechte Abstand der beiden Grenzflächen für einen Einfallswinkel von 30° 2400 *m*, was gewiss als eine sehr auffallende Übereinstimmung angesehen werden darf. Für das mährisch-schlesische Gebiet ist die Wahrscheinlichkeit, dass eine einfache Schichtfolge vorliegt, meines Erachtens grösser als die, dass sich dieselben Schichten in Folge einer Faltenbildung wiederholen.

Dass die Hauptmasse der Schalsteinbildungen im Fichtelgebirge dem Mitteldevon angehört, geht unzweifelhaft aus dem paläontologischen Charakter der Kalke hervor, die mit den Schalsteinen vergesellschaftet sind. Genau so, wie wir dies in Mähren gesehen haben, treffen wir nämlich auch im Fichtelgebirge einerseits Thonschiefer, anderseits Kalksteine als unmittelbare Begleiter der Schalsteine. Das Alter der Kalksteine lässt sich durch die aufgefundenen Versteinerungen feststellen und damit ist auch das Alter der Schalsteine selbst gegeben. Von 21 Arten, die aus den Kalken bekannt sind, finden sich

[1] Gümbel, Fichtelgebirge, S. 477.

[2] Mähr.-schles. Schalsteinformation, Diese Sitzungsber., Bd. 107, Abth. I, Juni 1898, S. 7.

nach Gümbel 10 im Mitteldevon der Eifel, 9 in den gleich alten Schichten in Nassau, 13 in den Planschwitzer Schiefern in Sachsen.

Was die Lagerungsform der Diabase und Schalsteine im Speciellen anlangt, so wurden im Vorstehenden bereits ein paar Beispiele angeführt, aus denen sich ergibt, dass diese Gesteine concordante Einschaltungen in den übrigen Schichten bilden. Die Beispiele liessen sich leicht vermehren, es genügt aber, auf die diesbezüglichen detaillirten Angaben Gümbel's hinzuweisen. So viel ist sicher, dass — von gangförmigen Vorkommen natürlich abgesehen — die meisten, wenn nicht alle fichtelgebirgischen Diabase als Deckenergüsse aufzufassen sind. Intrusivmassen, wie sie besonders im Harz eine so bedeutende Rolle spielen, die durch körnige Structur und durch contactmetamorphe Beeinflussung der Hüllschichten ausgezeichnet sind, liessen sich bis jetzt im Fichtelgebirge nicht nachweisen.

Mikroskopische Beschreibungen.

Eine ausgezeichnete Localität in Bezug auf das Vorkommen der Schalsteinformation ist der Labyrinthberg bei Hof, den Gümbel (Fichtelgeb. 483) folgendermassen schildert: »Auf seiner nördlichen Abdachung ist der Berg steil abgebrochen und es ist dadurch ein grossartiges Profil der Gesteinsmassen, welche den Berg bilden, entblösst. Mächtige, deutlich geschichtete Bänke von Breccien und zum Theil kalkreicher Schalstein nach Stunde 9 mit 28° SE einfallend, werden von mehreren dazwischen eingeschobenen Lagen oder Decken eines an grösseren Augitkrystallen reichen Diabases (früher oft als Augitporphyr angeführt) begleitet und diese Art der Wechsellagerung ist es, welche auf das Lebhafteste an das Bild von sich über Tuff zu wiederholten Malen ausbreitenden Lavaströmen erinnern. Der Diabas ist aphanitisch und geht stellenweise in sogenannten Perldiabas mit Einschlüssen veränderter Schiefertheilchen über. Einzelne Schalsteinlagen sind so kalkreich, dass sie in einen unreinen Kalk verlaufen, der nicht selten mitteldevonische Versteinerungen beherbergt«.

In meinen Aufsammlungen befinden sich von dieser Localität folgende Proben:

1. Ein gelblich-graugrünes, vollkommen dichtes Gestein, aus dessen Hauptmasse hie und da einsprenglingsartig Augitkrystalle, beziehungsweise Bruchstücke von solchen sich abheben. Unmittelbar neben der Stelle, wo die Probe entnommen wurde, durchsetzt eine etwa 6 *cm* mächtige Quarzader den Fels, deren Salbänder von einer circa 4 *mm* mächtigen Lage von Epidot gebildet werden.

Unter dem Mikroskope sieht man zunächst bei schwacher Vergrösserung, dass die Augite fast durchwegs Splitter mit rundlichen oder auch eckigen Begrenzungen sind. Geht man zur Betrachtung der Grundmasse über, so fällt zunächst ein Gemengtheil durch seine starke Lichtbrechung in die Augen. Der ganze Schliff ist übersät mit rundlichen oder walzenförmigen und häufig warzigen Körnchen von bräunlicher Farbe, und nur ganz spärlich erscheint hie und da ein Individuum von spitzrhombischer Form, das dann wohl auch einen nicht sehr auffallenden, aber immerhin ganz deutlichen Pleochroismus — bräunlichgelb, röthlichbraun — erkennen lässt. Der Brechungsquotient ist, wie schon erwähnt, hoch, jedenfalls höher als bei dem mitvorkommenden Epidot, meinem Ermessen nach aber niedriger als bei Rutil. Das Mineral ist zweifellos Titanit, der uns also auch hier wieder, wie in den mährischen Gesteinen in auffallend grosser Menge entgegentritt.

Die übrige Gesteinsgrundmasse besteht aus Chlorit und Plagioklas. An letzterem ist die Leistenform häufig noch erhalten, aber ebenso häufig finden sich Bruchstückchen; der eigenthümlich klastische Charakter des Gesteins tritt besonders deutlich im polarisirten Lichte hervor. Nimmt man noch hinzu, dass die erhalten gebliebenen Feldspathleistchen keinerlei Anzeichen von Fluctuationsstructur zeigen, so wird man wohl mit einigem Rechte das Gestein als einen Tuff ansprechen dürfen.

Bemerkenswerth wäre vielleicht noch, dass Gümbel den Titanit nicht erwähnt hat. Vergleicht man seine Abbildung Nr. 34 mit der zugehörigen Beschreibung, so kann auf den Titanit nur folgende Stelle bezogen werden:[1] »In dieser Unter-

[1] S. 225.

masse, wenn man so sagen darf, schwimmen in grösster Menge nach aussen ganz unregelmässig zerschlitzte Flocken und Knöllchen einer opaken, weissen oder gelblichweissen Substanz,[1] welche die grösste Ähnlichkeit mit den wolkigen, bei den in der Zersetzung begriffenen Feldspathen so häufig vorkommenden Ausscheidungen besitzt. In anderen Fällen sind diese kleinsten Knöllchen nach aussen mehr abgerundet, selten eckig körnig ausgebildet und geben i. p. L. bei der Dunkelstellung einen nur schwachen Schein. Sie sind in Säuren unzersetzbar und dürften einem feldspathigen Gemengtheile von secundärem Ursprung entsprechen«.

Die oben angeführten Merkmale, welche auf die Tuffnatur des Gesteins hinweisen, verschwinden in manchen Lagen vollständig. Makroskopisch sind solche Gesteine den im vorangehenden Absatze beschriebenen fast vollständig gleich, nur das mikroskopische Bild ist etwas verändert. Die zum Theil krystallographisch gut begrenzten Augiteinsprenglinge liegen in einer Grundmasse, welche aus Feldspathmikrolithen, einer grünen Chloritsubstanz, Titanit und Epidot besteht, denen sich etwas Eisenerz beigesellt. Die Substanz der Feldspathe ist zum grössten Theile verschwunden; an ihre Stelle ist ein Aggregat von Albit und Kalkspath getreten.

Solche Gesteine können als Augitporphyre bezeichnet werden.

Durch das Zurücktreten der Augiteinsprenglinge gehen die Augitporphyre allmälig in Spilite über, welche also lediglich aus einer mikrolithischen Grundmasse bestehen, wenn man so sagen darf. Neben den Feldspathleistchen bilden Chlorit, reichliche Mengen von Titanitkörnchen, wie sie schon beschrieben wurden und Eisenerz (wahrscheinlich titanhaltiges Magneteisenerz) die Bestandtheile derselben.

Der von Gümbel (Fichtelgeb., S. 202) beschriebene »Proterobas« des Labyrinthberges enthält reichliche Mengen einer kastanienbraunen Hornblende, deren Durchschnitte im Dünnschliffe nur selten eine zusammenhängende Masse bilden,

[1] Im auffallenden Licht erscheinen thatsächlich die Titanitkörnchen in diesen Farben; im durchfallenden Licht sind sie natürlich dunkel in Folge der starken randlichen Totalreflexion.

sondern vielmehr meist aus einzelnen von einander getrennten, aber gleichzeitig auslöschenden Partien bestehen, zwischen denen Chlorit und reichliche Titanitanhäufungen, zuweilen auch Augitkörner liegen. Dass letztere aber nicht etwa Neubildungen nach Hornblende, etwa nach Art der magmatischen Umbildungen sind, geht daraus hervor, dass sie mit dem übrigen primären Augit völlig übereinstimmen. Auch findet man zuweilen Augite mit Hornblendeeinschluss, woraus wohl geschlossen werden muss, dass beide Minerale gleichzeitige Bildungen sind. Nur ist die Verwitterung bei der Hornblende weiter vorgeschritten, als beim Augit. Alle diese Bestandtheile liegen in einem verschwommen grosskörnigen Aggregate von farblosen Elementen, die zumeist undulöse Auslöschung zeigen und wohl grösstentheils Plagioklas sein dürften. Soweit dieses Aggregat secundär ist, stellt es das Grundaggregat vor; einzelne grössere, deutlich leistenförmige Plagioklase mit undeutlicher Zwillingslamellirung erwecken aber den Anschein, als ob sie primäre, also der allgemeinen Zerstörung bisher entronnene Elemente wären.

Im Übrigen mag auf die ausführliche Beschreibung, welche Gümbel von diesem Gesteine liefert, verwiesen werden.

Gegenüber dem Labyrinthberge zweigt von der Rauen'schen Strasse links ein Weg ab, welcher nach Feilitsch führt. In dem Zwickel, der durch diese Weggabelung entsteht, liegt eine Wiese, in welcher zahlreiche Felsstücke aus dem Boden hervorragen. Das Gestein ist gelblichgrün, deutlich krummschieferig und lässt mit freiem Auge absolut keine Gemengtheile unterscheiden; auch das mikroskopische Bild ist sehr einfach, man sieht verworren flasrige Chloritmassen mit etwas Quarz dazwischen. Was diesen Tuff — auf einen solchen weist die Schiefrigkeit und die weit vorgeschrittene Veränderung hin — aber erwähnenswerth macht, das ist das Vorkommen kleiner, aber scharf ausgebildeter tetragonaler Pyramiden, die nach allen beobachtbaren Eigenschaften nur Anatas sein können. Ihre Farbe ist graulich, ihr Lichtbrechungsvermögen sehr gross, die Doppelbrechung aber entschieden schwächer als bei Titanit. Das Vorkommen des Anatas wird von Gümbel von Feilitschholz (NW vom Labyrinthberge) erwähnt, wo er auf

den mit Quarz überkleideten Klüften sitzt. Auch Diller[1] beobachtete ihn in einem Schalsteine von Zedwitz:[2] »Unter den Umwandlungsproducten findet man bei starker Vergrösserung sehr zahlreiche quadratische und rhombische Durchschnitte eines rein gelben Minerales, dessen Spaltbarkeit und optisches Verhalten deutlich auf Anatas verweist. Diese Kryställchen weichen in keiner Eigenschaft, als in der geringeren Grösse von denen im Amphibolgranitit von Tavaclee ab. Sie sind wohl zweifellos ein Umbildungsproduct des Titaneisens«.

Die drei Fundorte des Anatas: Weggabelung beim Labyrinthberg, Feilitschholz, Zedwitz, liegen nahezu auf einer Geraden, welche auf der Richtung des Schichtstreichens senkrecht steht. Vielleicht befinden sich die drei Fundstellen aber trotzdem in derselben Schicht, die in Folge der Faltenbildung mehrere Male hintereinander zu Tage tritt.

Auf der Plauen'schen Strasse ENE weiter schreitend, gelangt man bald zu dem Weiler Haidt, wo die geognostische Karte des Fichtelgebirges von Gümbel Diabas angibt. Die Gesteine sind zwar schon stark zersetzt, in der chloritischen Masse liegen aber noch reichliche Mengen von Augitkörnern, welche Reste von grösseren Individuen sind, die von zahlreichen Sprüngen aus umgewandelt wurden. Mitten im Chlorit erscheinen als jüngste Neubildung die schon so oft und von zahlreichen Autoren beschriebenen Aktinolithnädelchen zum Theil vereinzelt, zum Theil in Büschel vereinigt.

Nach der ganzen Erscheinungsweise ist kaum daran zu zweifeln, dass hier das Hornblendemineral — wegen der Neigung $\mathfrak{c} : c = 16°$ und wegen der blassgrünen Farbe als Aktinolith angesprochen — ein Umwandlungsproduct des Chlorits darstellt. Es sind augenscheinlich zwei verschieden verlaufende Processe möglich: Bildung des Aktinoliths direct aus dem Augit, ein oft beobachteter und in Bezug auf Schalsteine wiederholt beschriebener[3] Vorgang, und der andere, bei dem zuerst Chlorit entsteht, der später in Aktinolith übergeht.

---

[1] J. S. Diller, Anatas als Umwandlungsproduct von Titanit im Biotitamphibolgranit der Troas. N. J. f. M. 1883, I, 187.

[2] Etwa $2^1/_2$ *km* NNW von Feilitschholz.

[3] Vergl. auch Rosenbusch, Mikrosk. Physiogr. Bd. I, 554.

Meines Erachtens ist dieses Verhältniss ein zwingender Beweis dafür, dass diese Amphibolnadeln ihre Entstehung der Dynamometamorphose verdanken; denn wenn die gewöhnliche Verwitterung, welche den Chlorit entstehen lässt, wirksam geblieben wäre, könnte nach allen unseren Erfahrungen keine Hornblende entstehen. Nimmt man aber an, dass zuerst die Verwitterung auf das Gestein wirkt, wobei Chlorit entstand und dass dann in Folge orogenetischer Vorgänge die Dynamometamorphose wirksam wurde, so erklärt sich der ganze Vorgang ohne Zwang.

Vom ursprünglichen Feldspath ist nichts mehr vorhanden; durch die Anordnung der winzigen Titanitkörnchen kann man aber hie und da noch auf die frühere Leistenform schliessen, auch die ophitische Structur verräth sich zuweilen noch andeutungsweise. Bei diesem Gesteine lässt sich auch wieder ein Grundaggregat[1] erkennen; es besteht aus farblosen Elementen, ist aber im Übrigen sehr undeutlich und verschwommen.

Unmittelbar nach der Abzweigung des gegen Trogen führenden Weges von der Plauen'schen Strasse steht ein Tuff an, der grosse Ähnlichkeit mit dem auf S. 29 meiner Arbeit »Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation« beschriebenen Gesteine hat. Es ist eine schmutzig gelblichgrüne Felsart mit undeutlicher Schieferung und starker Zerklüftung. Unter dem Mikroskope fallen am meisten die zahlreichen rundlichen oder elliptischen Durchschnitte auf, welche mit Chlorit erfüllt sind und sich hauptsächlich nur durch die dunklere Umsäumung von der umgebenden Gesteinsmasse, welche gleichfalls im Wesentlichen aus Chlorit besteht, abheben. Die dunkleren Stränge zwischen diesen rundlichen Durchschnitten führen Titanitkörnchen und ganz winzige, nur mit den stärksten Systemen auflösbare Säulchen, die wahrscheinlich Rutil sind. Ein sehr undeutliches Grundaggregat, dessen Elemente keine näheren Bestimmungen erlauben, ist vorhanden. Kalkspath oder ein anderes Carbonat ist nicht nachweisbar. Bezüglich der Structur des Gesteines gilt das auf S. 15 Gesagte.

---

[1] Mähr.-schles. Schalsteinform. S. 14.

Räumlich enge verbunden mit diesem Gesteine ist der Paläopikrit Gümbel's, welcher am Landsknechtberg bei Ullitz ansteht. Der Paläopikrithügel erhebt sich unmittelbar aus den Schalsteinen von dem eben beschriebenen Typus. Gümbel, der das Gestein von mehr als 20 Punkten im Fichtelgebirge kannte, gibt über das geologische Alter des Paläopikrits an (l. c. 150): »Der geognostische Haupthorizont liegt in den Grenzschichten zwischen den Phycodenschichten und dem Untersilur, reicht aber stellenweise bis an das Devon herauf«. An der von mir beobachteten Stelle lässt sich über das Alter keine Entscheidung fällen und es könnte das den Hügel bildende Gestein ebensogut jünger sein, als die ihm aufliegenden Schalsteinschichten. Die Structur des Gesteines war, soweit man dies in seinem zersetzten Zustande erkennen kann, jedenfalls körnig und nicht porphyrisch.[1] Bezüglich der Zusammensetzung, von welcher die Beschreibung Gümbel's kein ganz gutes Bild liefert, ist die Auseinandersetzung in der »Mikroskopischen Physiographie«, III. Aufl., II. Bd., 1191, von Rosenbusch durchaus zutreffend, so dass hier nicht weiter auf diesen Gegenstand eingegangen zu werden braucht.

Am Wege zwischen Ullitz und Trogen steht ein interessanter Spilit an. Das Gestein ist dunkelgrün, hat matten Bruch und erscheint dem unbewaffneten Auge als dicht; es sind keine Einsprenglinge wahrzunehmen, nur hie und da zeigt sich eine chloritische Hohlraum-Ausfüllung; es ist also Neigung zu Mandelsteinstructur vorhanden. Unter dem Mikroskope sieht man Feldspathleistchen, welche häufig einen dunklen centralen Einschluss aufweisen, der in einigen Fällen als Titanit erkannt werden konnte, in anderen aus Glasmasse oder dem Entglasungsproducte einer solchen bestehen dürfte. Unter den Feldspathleisten sind viele einfache Individuen, die Hauptmasse besteht aber aus Zwillingen, bei denen das

[1] In der zweiten Auflage von Rosenbusch's »Mikr. Phys.« waren die Pikrite bei den Tiefengesteinen untergebracht, in der dritten stehen sie bei den Ergussgesteinen. Leider ist dieselbe erschienen, als ich schon aus dem Fichtelgebirge zurückgekehrt war, sonst hätte ich den Paläopikriten eine specielle Aufmerksamkeit gewidmet. Nach meiner Meinung ist aber die Aussicht, porphyrische Formen der Paläopikrite daselbst aufzufinden, eine geringe.

Maximum der Auslöschungsschiefe in Schnitten ⊥ zu 010 circa 16° beträgt. Es liegt also abermals der schon so häufig beobachtete Fall vor, dass die Beobachtung der symmetrischen Auslöschung auf den unsicheren Fall Albit oder Andesin führt. Da aber das Gestein relativ frisch ist und da auch der hier anscheinend primäre Titanit Calcium enthält, so ist zu vermuthen, dass der Plagioklas gleichfalls Calcium enthält, also Andesin ist.

Zu demselben Ergebnisse führt auch eine Vergleichung der Brechungsquotienten des untersuchten Plagioklas mit dem Brechungsquotienten des Canadabalsams nach der von Becke angegebenen Methode.[1]

In dem Raume zwischen den Feldspathleisten liegen Säulchen eines bräunlichen Augits, deren Länge circa 0·07 *mm* und deren Dicke etwa 0·01 *mm* beträgt. $\mathfrak{c} : c = 49°$. Der übrige Raum ist erfüllt von einer grünen, chloritischen Masse. Wenn man den Chlorit nicht als primäres Mineral auffassen will, so bleibt hier kein anderer Schluss übrig als der, dass eine sehr reichlich vorhanden gewesene Glasbasis seine Entstehung veranlasst hat. So deutlich wie hier, wo die völlig intacten Augitsäulchen neben dem Chlorit vorhanden sind, war die Abstammung des letzteren noch niemals zu beobachten und es darf wohl geschlossen werden, dass auch in vielen oder in den meisten der hier behandelten Gesteine ein gleiches Verhältniss obwaltet. Die Structur dieses Spilits kann als intersertal bezeichnet werden, wenn man das Gestein der Grundmasse eines hypokrystallinen Porphyrgesteines gleichsetzt; anderseits ist aber Annäherung an die ophitische Structur zu constatiren, insofern als die Feldspathe deutlich älter sind als die Augite, welche in ihren Zwickeln liegen.

Zwischen Trogen und Feilitsch fand ich aus dem Boden herausragende Blöcke, welche aus einem merkwürdigen Gesteine bestehen. Äusserlich bietet dasselbe nichts besonders Auffallendes dar. Es besitzt graugrüne Farbe, ist undeutlich schiefrig, dicht und hat rauhen Bruch. Unter dem Mikroskope

---

[1] Über die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase, auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Diese Sitzungsber., Bd. 102, Abth. I.

sieht man das in Fig. 1 dargestellte Bild, welches durchaus an Fig. 2, Taf 2 im ersten Theile dieser Arbeit[1] erinnert. Man beobachtet helle Stellen von rundlicher, eckiger oder auch ganz unregelmässiger Gestalt, um welche sich Stränge von grüner Farbe in den mannigfaltigsten Windungen herumziehen; dieser krumme, zum Theil bogige Verlauf wird besonders deutlich hervorgehoben durch dunkle Körnchen und Partien, die in den chloritischen Massen eingebettet sind. Die dunklen Körnchen werden leicht als Titanit erkannt; die wulstförmigen Partien, die im auffallenden Lichte grau, im durchfallenden schwarz erscheinen, so lange man mit schwächeren Vergrösserungen arbeitet, lassen sich mit stärkeren Systemen zuweilen auch auflösen und man erkennt dann ein Gemenge von Titaneisenerzkörnchen, die öfter schönen Leukoxenrand zeigen, und Titanit. Hie und da findet man einen leistenförmigen Durchschnitt von Plagioklas.

Die lichten Partien lassen optisch einaxige und optisch zweiaxige Stellen erkennen; es ist also wohl viel Quarz und wahrscheinlich auch etwas neugebildeter Feldspath vorhanden. Wichtig scheinen mir jene Stellen zu sein, wo die farblosen Minerale polygonale Räume mit concaven Begrenzungen erfüllen; es ist dies ein Beweis, dass solche Hohlräume im Gestein existirt haben, die nachträglich ausgefüllt wurden.

Bezüglich der Deutung dieses Gesteines bin ich jetzt[2] der Meinung, dass die Annahme, es sei urprünglich eine ganz oder zum grössten Theile glasige Masse gewesen, unter allen Möglichkeiten die grösste Wahrscheinlichkeit besitzt.

Aus dem Gebiete zwischen Trogen und Feilitsch stammt auch das im Folgenden beschriebene Gestein; der Felsen, dem es entnommen wurde, steht unmittelbar neben der Strasse an und fällt leicht dadurch auf, dass auf der rostbraunen Oberfläche bei der Verwitterung lichte Flecken hervortreten, welche das Aussehen eines dichten, lichtgrünen Diabas besitzen. Der einem solchen lichten Flecken entnommene Splitter zeigt im Dünnschliffe porphyrische Structur. Die Grundmasse erscheint im

---

[1] Siehe diese Sitzungsber., Bd. 107.

[2] Vergl. Mähr.-schles. Schalsteinformation, Diese Sitzungsber., Bd. 107, Abth. I, Juni 1898, S. 31.

durchfallenden Lichte aus einer ziemlich dunkel bräunlichen Masse bestehend, in welche Feldspathmikrolithen in grosser Menge eingestreut sind. Bei starker Vergrösserung sieht man dann, dass die im durchfallenden Lichte bräunlich erscheinende Masse aus lauter farblosen Körnchen und Schüppchen besteht, welche wahrscheinlich das Product der Entglasung einer farblosen Basis darstellen. Die Feldspathmikrolithen sind häufig mit spitzen Endigungen versehen, zuweilen gegabelt oder pinselförmig ausgefranst, wobei die langen, feinen Enden in die umgebende Substanz verlaufen; auch sind Mikrolithen, welche eine dunkle »Seele« haben, nicht gerade selten. Als Einsprenglinge erscheinen bräunliche Augite, welche noch ziemlich frisch erhalten sind, und grosse Krystallformen, die auf Olivin deuten (siehe Taf. 1, Fig. 2), jetzt aber mit Chlorit (vielleicht auch Serpentin), Quarz in rundlichen Körnern und etwas Carbonat erfüllt sind. Längs der Sprünge sitzen kleine Körnchen (0·01 *mm*), welche durch hohe Lichtbrechung bei anscheinender Isotropie ausgezeichnet sind. Man überzeugt sich aber leicht, dass jedes rundliche Körnchen ein faseriges Aggregat darstellt. Vielleicht liegt Zoisit vor (starke Lichtbrechung, niedrige Doppelbrechung!)

Nach dem Mitgetheilten muss das Gestein als Melaphyr oder, was des Zusammenhanges der ganzen Reihe wegen empfehlenswerther scheint, als Olivindiabas mit hyalopilitischer Grundmasse bezeichnet werden, welcher Augit und Olivin als Einsprenglinge führte.

Die Auffindung dieses Olivingesteines ist nicht ohne Interesse, da olivinführende Felsarten im Fichtelgebirge überhaupt nicht häufig sind und dieser Typus speciell gar nicht bekannt war. Im südlichen Theile des Fichtelgebirges kommen Basalte in beträchtlicher Ausbreitung vor.

Das andere Gestein, welches im frischen Zustande lichtgraulichgrün ist, sich aber auf den Klüften mit einer dunkelbraunen Verwitterungskruste überzieht, zeigt einen eigenthümlichen Bruch, der dadurch charakterisirt ist, dass die Bruchfläche sehr stark gekrümmt erscheint und dass auf derselben zahlreiche knotige und knollige Hervorragungen erscheinen. Unter dem Mikroskope sieht man eine ziemlich dichte Grundmasse,

welche aus ungemein reichlichen Titanitkörnern, winzigen Feldspathmikrolithen und Chlorit besteht. In den Chlorit eingebettet, trifft man zarte Aktinolithnädelchen, deren Erscheinung schon so oft geschildert worden ist. Grössere Plagioklase sind spärlich vorhanden und weisen fast ausnahmslos fragmentäre Gestalt auf, Augite mit ziemlich guter Krystallform sind nicht selten. Ob das Gestein ein zur spilitischen Ausbildung sich neigender Augitporphyr oder ein Tuff eines solchen ist, lässt sich schwer entscheiden; ich neige mich der letzteren Auffassung zu wegen der Plagioklas-Bruchstücke und wegen des knolligen Bruches, den unsere Schalsteine, beziehungsweise Tuffe gern annehmen, der aber freilich auch bei Massengesteinen (Basalten) nichts Seltenes ist.

Der Gehalt an Titanit in den eben beschriebenen Gesteinen, sowie in anderen ähnlichen, ist ein auffallend hoher. Eine quantitative Prüfung auf Titan,[1] ausgeführt an einem Gesteine, das an der Strasse von Hof nach Zedwitz links vor dem Bahngeleise ansteht, lieferte 3·96% TiO_2, was einem Gehalte an Titanit von 9·7% entspricht (3·96 TiO_2, 2·97 SiO_2, 2·77 CaO).

Sandberger hat darauf aufmerksam gemacht, »dass die silurischen Diabase durch hohen Gehalt an Titaneisen ausgezeichnet sind, welcher den jüngeren fehlt« (Zirkel, Lehrbuch der Petrogr., II, 653). Der Gehalt an Titan ist, wie man sieht, in unseren Devondiabasen keineswegs gering, seine Hauptmenge dürfte wohl jedenfalls im Eisenerz enthalten gewesen sein und auch die Augite enthalten, beziehungsweise enthielten etwas davon. Dass wahrscheinlich aber auch primärer Titanit vorkommt, wurde S. 754 erwähnt.

Bevor man auf der von Hof kommenden Strasse den Ort Töpen erreicht, befindet sich zur Linken in einer Waldlichtung, etwas abseits von der Strasse, ein kleiner Steinbruch, in welchem das nun zu beschreibende Gestein ansteht. Nach den Angaben Gümbel's, nach der geologischen Karte und nach meinem Befunde muss ich schliessen, dass ich es in dem hier aufgefundenen Gesteine mit einem Vertreter jener Art von Schalsteinbildungen zu thun habe, die nach Gümbel[2] mit Eruptiv-

---

[1] Methode von Baskerville, Journ. Am. Chem. Soc. XVI, 1894.

[2] Fichtelgeb., S. 143.

gebilden der Epidiorit- und Paläopikritreihe in »greifbarem« Zusammenhange[1] stehen.

An einer anderen Stelle (S. 231) äussert er sich folgendermassen: »Weiche, talkige, beim Anschlagen pelzige, dabei zu grünlichweissem Mehl zerreibliche Gesteine in den tiefsten Silurschichten, immer in Verbindung mit hornblendehaltigem Epidiorit, Proterobas oder mit Paläopikrit. Das Gestein ist meist wohlgeschichtet und lässt in Dünnschliffen gegenüber dem typischen Schalstein das Eigenthümliche erkennen, dass die faserig nadelförmige Ausbildung der Gemengtheile weit vorwaltend ist und Beimengungen grösserer Mineraltheile seltener vorkommen.

Dabei ist im Querschnitte die Textur eine in hohem Grade ausgezeichnet wellig flaserige mit einer Menge dünnster fadenförmiger Lagen und deutlich langgestreckter, feinster, grüner Nädelchen. In dem Gewirre von grünen, dünnen Schuppen und Nädelchen lassen sich in den meisten Gesteinen dieser Art sehr bestimmt die letzteren von dem gewöhnlichen Chloropitbestandtheile unterscheiden, da sie deutlich nadelförmig ausgebildet — nicht etwa bloss Querschnitte von Schüppchen darstellend — schwach dichroitisch sind und von Salzsäure nicht zersetzt werden. Sie verhalten sich wie die Hornblende- oder Strahlsteinnadeln im Epidiorit. Dergleichen Schalsteine müssen daher als strahlsteinführende gelten, während die dem Paläopikrit angeschlossenen diese Erscheinung nicht zeigen. Plagioklasnädelchen kommen in beiden Abänderungen vor«.

Meine Probe stimmt mit der Beschreibung Gümbel's vollständig überein. Was aber besonders auffällt, sind ziemlich grosse (0·5 *cm*), dunkelgrüne, fast schwärzliche Partien, unter denen man leicht solche herausfindet, die ganz deutliche Augitformen erkennen lassen; im Querbruche sind sie aber kaum 1 *mm* dick. Es ist dies ganz genau die gleiche Art der Auswalzung von Augitkrystallen oder -Fragmenten, wie wir sie an den Plagioklasen der mährischen Porphyrite kennen gelernt haben.

Betrachtet man einen Dünnschliff mit freiem Auge oder mit der Lupe, so sieht man zuweilen grössere, etwas dunkler

---

[1] Vergl. S. 746.

gefärbte Flecken, die aber im Übrigen die Zusammensetzung des Gesteines haben oder sich nur wenig davon unterscheiden. Es sind dies offenbar lapilliartige Gesteinsbröckchen, die von der feineren Asche umschlossen wurden und welche beweisen, dass das Gestein ein Tuff ist.

Unter dem Mikroskope erkennt man grüne, chloritische Massen verwebt mit Carbonat- (hauptsächlich wohl Calcit-) partien, im Chlorite wieder die massenhaften Titanitkörner, wie immer. In dieser Grundmasse, gleichsam als Einsprenglinge, liegen die grösseren Augite, von denen oben die Rede war. Vom ursprünglichen Minerale ist nichts mehr vorhanden, alles ist in Chlorit verwandelt.

Wie S. 751 geschildert wurde, treten auch hier innerhalb des Chlorits nesterartig lichtgrüne Stengelchen und Büschel von solchen auf, die nach den vielfachen Beobachtungen als strahlsteinartige Hornblende, wenn nicht als Aktinolith direct zu bezeichnen sind (Taf. 1, Fig. 3).

Die durchschnittliche Dicke dieser Säulchen beträgt 0·05 *mm*; die grösseren lassen Absorptionsunterschiede wahrnehmen, und zwar sind die nach $\mathfrak{a}$ schwingenden Strahlen deutlich gelblichgrün, jene nach $\mathfrak{c}$ rein grün. Der Winkel $\mathfrak{c}:c$ beträgt circa 17°. Diese Amphibol-Neubildung aus Chlorit beschränkt sich selbstredend nicht auf die Chloritpartien innerhalb der Einsprenglinge, sondern ist im Chlorite des ganzen Gesteines verbreitet; allenthalben sieht man bei stärkeren Vergrösserungen einen förmlichen Filz von Aktinolithnadeln; wo Chlorit und Kalkspath aneinandergrenzen, ragen die Aktinolithnädelchen in den letzteren hinein. Feldspath scheint in dem Gestein nur in geringer Menge vorhanden gewesen zu sein. In der Grundmasse ist gar keiner mehr zu sehen — auch die Leistenformen fehlen — und als Einsprengling war er nur ein Mal zu beobachten.

Wie wir gesehen haben, ist Gümbel geneigt, diese älteren Schalsteinbildungen, die sich von den jüngeren, den devonischen, nur durch den höheren Gehalt an Aktinolith unterscheiden, auf Epidiorite zu beziehen. Es ist mir zwar nicht gelungen, das zu dem Tuffe gehörige Massengestein aufzufinden, doch habe ich von Töpen eine Probe, welche augen-

scheinlich aus der äusseren, porösen, lavaartigen Rinde eines Ergusses stammt, der ganz wohl ein sogenannter Epidiorit gewesen sein kann. Das Gestein ist graugrün, dicht, mit fast erdigem Bruche. Unter dem Mikroskope ist das Bild einer Lava — etwa einer solchen vom Vesuv — vollständig (siehe Taf. I, Fig. 4). Man sieht ein von der Gesteinsmasse gebildetes Netzwerk mit dazwischenliegenden Hohlräumen, die jetzt von gewandertem Chlorit ausgefüllt werden. Die Form der Hohlräume ist ganz unregelmässig, genau so wie bei den Vesuvlaven. Die Minerale des Netzwerks sind: Plagioklas, Augit, Epidot, Titanit, Eisenerz mit Leukoxenrand, Chlorit und mit diesem verbunden ein förmlicher Filz von Aktinolithnadeln. Der Augit bildet kleine Körner, die meist in Häufchen beisammen liegen und augenscheinlich Überreste grösserer Individuen oder Körner sind. Er hat dieselbe rothbraune Farbe, wie bei den Epidioriten. Der Plagioklas ist in relativ geringer Menge vorhanden; hie und da findet man noch eine gut erhaltene Leistenform mit anscheinend ganz frischer primärer Feldspathmasse. Anderseits ist aber sicher ein Theil des Feldspathes bereits umgewandelt.

Ob das vorhandene Grundaggregat ausser dem sicher nachzuweisenden Quarz auch zweiaxige Elemente, also Albit, enthält, ist nicht festzustellen. Dass hier ein Theil des Titanits sicher aus dem Eisenerze abstammt, beweist die Leukoxenbildung. Als grosse Seltenheit wird neugebildeter Biotit im Chlorit vorgefunden.

Die Gegend von Töpen hat noch ein interessantes Gestein geliefert, durch welches neuerdings der Beweis erbracht wird, dass leistenförmige Plagioklase als Neubildungen auftreten. Die Probe wurde einem aus dem Boden hervorragenden Blocke entnommen, so dass die Wahrscheinlichkeit, dass das Gestein ansteht, ziemlich gross ist. Makroskopisch wahrzunehmende Merkmale sind: Graugrüne, fein krystalline, fast dichte Grundmasse mit zahlreichen, etwa 2 *mm* grossen, dunkelgrünen Flecken. Die meisten derselben sind rundlich oder unregelmässig eckig; einige haben aber rechteckige, sechsseitige und achteckige Formen, wie sie etwa Olivinkrystalle, die in der Prismenzone von (100), (110) und (010) begrenzt sind, liefern können. Damit soll aber nicht gesagt sein, dass die Pseudo-

morphosen wirklich auf Olivin zu beziehen seien. Die Sache bleibt hier ebenso unentscheidbar, wie bei dem Gesteine aus Mähren,[1] wo ganz ähnliche Gebilde beobachtet wurden. Von dem ursprünglichen Minerale ist gar nichts mehr vorhanden, der ganze Raum wird von einem Carbonate, von Chlorit und Biotit, der augenscheinlich aus Chlorit hervorgegangen ist, erfüllt.

In der Grundmasse findet man reichlich Plagioklas, Chlorit, Aktinolithnadeln, Titanit, Epidot, Eisenerz und Quarz.

Der Plagioklas ist sehr merkwürdig. Er bildet Leisten von durchschnittlich 0·04 *mm* Breite und 0·2 *mm* Länge. Zwillinge und einfache Individuen sind etwa in gleicher Menge vertreten; das Maximum der Auslöschung in Schnitten senkrecht zu 010 beträgt circa 13°; es bleibt also bei Anwendung dieser Methode unbestimmt, ob man es mit einem sauren Oligoklas oder mit einem sauren Andesin zu thun hat; da aber der Brechungsquotient[2] stets deutlich niedriger als jener des Canadabalsams gefunden wird, ist auf Oligoklas zu schliessen.

Die Contouren der Feldspath-Individuen sind nicht scharf und geradlinig, sondern vielfach ausgebuchtet und mit Vorsprüngen versehen, welche deutlich erkennen lassen, dass die Feldspathe zwischen den sie umgebenden Mineralen gewachsen sind und dabei die Räume, die zur Verfügung standen, ausgefüllt haben. Dies deutet schon darauf hin, dass der Feldspath eine ganz junge Bildung ist; bestätigt wird diese Vermuthung durch die Beobachtung, dass die Aktinolithnadeln, welche nach allen Anzeichen aus dem Chlorit entstehen, der ja auch wieder ein secundäres Product ist, die Feldspathleisten durchwachsen, so zwar, dass diese oft ganz durchspickt von diesen grünen Nädelchen erscheinen (siehe Taf. I, Fig. 5).

Ein dritter Beweisgrund endlich ist das Auftreten des Titanits als Einschluss im Plagioklas. Die rundlichen Titanitkörner liegen oft mehrere hintereinander im Centrum des Feldspath-Individuums. Der Vergleich mit der sogenannten »Seele« der Federn ist ganz treffend. Besonders schön sind diese

---

[1] L. c. S. 48.

[2] Bei Anwendung der Methode von Becke (siehe S. 14).

»Seelen« von Titanit in einem anderen Gesteine, das ich am Wege von Hof nach Köditz gesammelt habe. Die mikrolithischen Feldspathneubildungen sind hier recht schön radial angeordnet, ähnlich wie ich dies im ersten Theile dieser Arbeit (l. c. S. 24) beschrieben habe.[1] In diesem Gesteine sind die neugebildeten Plagioklase zuweilen gegabelt und die dunkle »Seele« wird gegen das Ende des Krystalles breiter, wodurch ein Aussehen hervorgerufen wird, das an die Chiastolithe von Gefrees erinnert.

Die Neubildung von Plagioklas auf wässerigem Wege ist ja natürlich nichts Neues, bei der Herausbildung des Grundaggregates, die wir so oft schon verfolgt haben, sogar etwas ganz Gewöhnliches. In Arkosen trifft man neugebildete Feldspathe regelmässig und in den Tuffen des Grazer Devons, welche Terglav studirt hat, fanden sich solche ebenfalls. Was unseren Fall aber besonders auszeichnet, ist die Leistenform der Neubildungen, die meines Wissens noch nie beschrieben wurde.

Die Bestimmung des Gesteines ist schwierig; ich neige mich der Ansicht zu, dass ein Tuff vorliegt, weil die grosse Masse von Neubildungen und das Fehlen jeder Andeutung von ursprünglicher Structur und des ursprünglichen Mineralbestandes doch eine gewisse Lockerheit des Materiales für den Anfang erfordern.

II. Die Schalsteinformation des Harz.

Die Kenntniss der Diabasgesteine des Harz verdanken wir hauptsächlich den ausgezeichneten Arbeiten Lossen's. Seinen ausführlichen Beschreibungen, welche in den Erläuterungen zur »Geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten« enthalten sind und welche sowohl das geologische Vorkommen, als auch die mikroskopischen Verhältnisse in gleich trefflicher Weise behandeln, lässt sich kaum Neues hinzufügen. Ich werde mich daher auch sehr kurz fassen und nur dasjenige hervorheben, was zur Begründung meiner Auffassung dieser Gesteine nöthig ist.

---

[1] Auch die daselbst beschriebenen Feldspathmikrolithen könnten secundäre Bildungen sein.

Was mein Material anlangt, so setzt sich dasselbe aus den von mir im Jahre 1896 gesammelten und einer Anzahl von Proben zusammen, welche Herr Prof. Koch, der Nachfolger Lossen's, mit grosser Liebenswürdigkeit zur Verfügung gestellt hat, wofür ihm hier nochmals mein herzlichster Dank abgestattet werden soll.

Wenn man von den gangförmigen Diabasvorkommen absieht, deren Betrachtung ausserhalb des Rahmens dieser Arbeit liegt, so kann man im Harz folgende Gruppen von Diabasgesteinen unterscheiden:

1. Körnige Diabase.
2. Dichte Diabase (Spilite) mit den zugehörigen Mandelsteinen etc.
3. Grüne Schiefer.
4. Porphyrische Gesteine der Diabasreihe.
5. Schalsteine.

1. Die körnigen Diabase

bestehen wesentlich aus Plagioklas und Augit, respective dem aus ihm hervorgegangenen Chlorit. Ersterer bildet leisten- oder tafelförmige Krystalle, zwischen denen der Augit seinen Platz findet, wie dies bei typisch ophitischer Structur der Fall zu sein pflegt. Der Augit ist aber zum grössten Theil nicht mehr vorhanden und an seiner Stelle hat sich Chlorit angesiedelt; auch die Feldspathe, die nach Bestimmungen der Auslöschungsschiefen auf Schnitten senkrecht zu 010 dem Andesin anzugehören scheinen,[1] sind ebenfalls bereits ziemlich stark umgewandelt und haben zur Entstehung von Kalkspath Veranlassung gegeben, der allenthalben in Hohlräumen des Gesteines sich angesiedelt hat. Daneben entsteht auch hier, wie zu wiederholtenmalen betont wurde, Albit als Neubildung.

Der Augit ist gewöhnlich röthlichbraun, wie so häufig in Diabasen; es wurde bestimmt $\mathfrak{c}:c = 43°$. Die von Lossen betonte Diallag-Ähnlichkeit[2] zeigt sich in keinem meiner

[1] Lossen fand basischen Labradorit, etwa Ab_1An_2 entsprechend. Vergl. Erläuterung zu Blatt Wippra, S. 44.

[2] Erläuterung zu Blatt Pansfelde, S. 45.

Dünnschliffe, wohl aber erscheint sehr häufig neugebildeter Amphibol, wahrscheinlich von Strahlsteinnatur, dessen dünne Fasern sich in der Gestalt von Bärten an die Augite ansetzen. Sonst wäre etwa noch der Gehalt der körnigen Diabase an Titaneisenerz hervorzuheben, dessen Umwandlung zur Bildung von Titanit Anlass gibt, der nicht selten als »Leukoxen« noch in Verbindung mit dem ursprünglichen Minerale angetroffen wird.

Dies sind die wesentlichen Merkmale der körnigen Diabase, deren detaillirte Beschreibung man bei Lossen (l. c.) findet.

Was das geologische Auftreten dieser körnigen Diabasmassen anlangt, so erscheinen dieselben zuerst am Ende der Silurzeit, im sogenannten Graptolithenschiefer;[1] von hier reichen sie bis hinauf in das Niveau der Zorger Schiefer, die als unteres Mitteldevon zu betrachten sind.

Über die Auffassung der körnigen Diabase herrschte lange Zeit Unsicherheit; sind sie Oberflächen Ergüsse, oder hat man sie als spätere Intrusionen zu betrachten. J. C. L. Zincken gebraucht noch — speciell für die Vorkommnisse des Selkethales[2] — die Bezeichnung »Lagergrünstein«, doch hat bereits im Jahre 1827 K. F. Böbert[3] die Ansicht vertreten, dass man es mit Intrusionen zu thun habe, eine Anschauung, der unter Anderen auch Hausmann folgte, als er dem Empordringen des Diabas eine so wichtige Rolle bei der Entstehung des Harzgebirges zuschrieb. Es dürfte auch kaum eine andere als diese Erklärung das Richtige treffen. Dafür spricht:

1. die Structur des Gesteines, welche ophitisch bis gabbroid ist und die nach allen unseren Erfahrungen auf eine langsamere Erstarrung unter einer schützenden Decke hinweist; auch der Umstand, dass das Auftreten von Diabasbreccien, welche aus Diabasmaterial, Grauwackentrümmern und Kalkspath bestehen, an die körnigen Diabase gebunden ist,[4] spricht vielleicht zu Gunsten der Auffassung der körnigen Diabase als Intrusiv-

[1] Den Lossen noch zum Devon rechnete, der aber von Koch wohl mit Recht zum Silur gezogen wird.

[2] Karsten und v. Dechen, Archiv, Bd. XIX, S. 585.

[3] Ebenda, Bd. XV, S. 352 u. f., Tafel III, Fig. 4 und 5.

[4] Erläuterung zu Blatt Pansfelde, S. 46.

gesteine, weil hier die Zerstörung der umgebenden Gesteine vermuthlich eine weitergehende war, als bei einfachen Oberflächenergüssen;

2. der Mangel an begleitenden Tuffen;

3. die Verbindung mit Contacthöfen; die aus dem Harz bekannt gewordenen Vorkommnisse von Spilositen und Desmositen sind durchaus auf die körnigen Diabase beschränkt;

4. das schwarmförmige Auftreten; auf dem Gebiete des Kartenblattes Pansfelde gibt es allein über 1000 solcher kleiner Massen, welche häufig genug mit ihrer contactmetamorph umgewandelten Schieferhülle als kleine Hügel erhalten sind und der Landschaft ein charakteristisches Gepräge verleihen.

Zum Vergleich ist auf Taf. II, Fig. 2 ein Ausschnitt aus der geologischen Karte von Preussen und den thüringischen Staaten, Blatt Pansfelde, reproducirt; man sieht die Massen von körnigen Diabasen mit ihren Contacthöhen aus vorzugsweise adinolartigen Gesteinen.

Ich denke, man wird kaum fehlgehen, wenn man das, was hier mit dem auch von Lossen gebrauchten Namen der körnigen Diabase bezeichnet wird, als Intrusivgesteine auffasst.

2. Dichte Diabase (Spilite).

Die »dichten Diabase« Lossen's entsprechen ganz genau dem, was ich in meiner Beschreibung der mährischen Schalsteine und der mit ihnen vergesellschafteten Felsarten als Spilite und Spilitmandelsteine aufgeführt habe. Sie bestehen hauptsächlich aus einer chloritischen Masse, in welche Feldspathleisten eingebettet sind. Reste von Augit sind wenigstens in den von mir untersuchten Dünnschliffen nirgends mehr zu sehen und ebenso ist der ursprüngliche Inhalt der Feldspathleisten bereits verschwunden; an seiner statt sieht man ein durch eingewanderten Chlorit gleichfalls grün gefärbtes Aggregat von Albit und Calcit. Winzige Körnchen von Titanit erfüllen den ganzen Schliff und lassen ihn wie besät erscheinen. Spilite ganz frei von Mandelräumen scheinen selten vorzukommen; am häufigsten sind solche, bei denen die Mandelräume klein (etwa $^1/_2$ *mm*) und ziemlich spärlich sind. Es kommt aber auch

zur Bildung ausgesprochener Mandelsteine, welche wahrscheinlich hier wie anderwärts als Grenzfaciesbildung der Ergüsse aufzufassen sind.

Sowohl die körnigen Diabase, als auch die Spilite sind durchgängig bereits stark in Umwandlung begriffen, doch macht sich dabei insofern ein nicht unwesentlicher Unterschied gegenüber den mährischen Vorkommnissen geltend, als es nur in relativ wenigen Fällen bis zur Bildung eines deutlichen Grundaggregates gekommen ist. Nur gewisse körnige Diabase, welche wahrscheinlich in Folge localer Verhältnisse stärkeren Druckwirkungen ausgesetzt waren, haben einen eigenthümlich flaserigen Charakter angenommen und zeigen die »flaserig durchwobene Mosaikstructur der krystallinischen Schiefer«.[1] Aber auch in diesen Fällen ist das eigentliche Grundaggregat in meinem Sinne, das zuerst undeutlich und verschwommen das ganze Gestein gleichsam durchsetzt, dann immer deutlicher und deutlicher werdend, die übrige Gesteinsmasse zurückdrängt, nicht typisch zu sehen.

Diese Erscheinung deutet wohl darauf hin, dass die dynamometamorphen Wirkungen im mährisch-schlesischen Devongebiete weitaus stärker und gleichmässiger verbreitet waren, beziehungsweise sind, als in den anderen Gebieten, weshalb auch dort die den Schichten eingeschalteten Eruptivgesteine dem Charakter der krystallinen Schiefer weit näher gekommen sind, als anderwärts.

Die Art des Auftretens der Spilite lässt wohl nicht den geringsten Zweifel aufkommen, dass man es mit echten Deckenergüssen zu thun hat.[2]

Für diese Auffassung spricht nebst der Structur und der Art ihrer Einlagerung zwischen die anderen Gesteine hauptsächlich das Fehlen jedweder Spur von contactmetamorpher Einwirkung auf die Umgebung.[3] Ich erblicke ferner eine wesentliche Stütze dieser Anschauung in dem Vorkommen von Tuff-

[1] Lossen, Erläut. für Blatt Wippra, S. 46.

[2] Lossen, Erläut. für Blatt Pansfelde, S. 48, Zeile 6 v. o.

[3] Ursprünglich war Lossen geneigt, die grünen Schiefer für Contactproducte der »dichten Diabase« zu halten. Siehe im Abschnitt über die grünen Schiefer.

massen in Verbindung mit den Spiliten. Diese Tuffmassen sind nach meiner Auffassung eben die von Lossen als »grüne Schiefer« angeführten Gesteine. Im folgenden Abschnitte, der diesen »grünen Schiefern« gewidmet ist, werde ich das, was mir als beweisend für diese Anschauung zu sein scheint, aufführen. Was das geologische Alter der Spilite betrifft, so reichen sie aus den Regionen des Unterdevon (im Liegenden des Hauptquarzits, zu oberst in der Graptolithenschieferzone), vielleicht auch des Silur bis in das untere Mitteldevon (Region des Zorger Schiefers).

Mit den Spiliten vergesellschaftet kommen auch im Harz, wie in Mähren und Schlesien, Eisenerze [1] (meist Rotheisen) vor.

3. Grüne Schiefer Lossen = Diabastuff.

Im Harz finden sich, sowie in Mähren, in Verbindung mit den Diabasen, speciell mit den Spiliten verbunden, grüne, mehr oder minder deutlich schiefrige Gesteine, in welchen ich, wie aus meiner Beschreibung der mährischen Vorkommnisse zu ersehen ist, Tuffe der Diabase erblicken zu müssen glaube. Es schien mir diese Auffassung sowohl aus dem Auftreten in Verbindung mit den Diabasgesteinen, als auch aus dem Vorhandensein der rein sedimentären Structur bei einer Mineralzusammensetzung, welche kein gemeines Sediment haben kann, hervorzugehen.

Im Fichtelgebirge sind derartige Gesteine wohl auch vorhanden, aber sehr schlecht aufgeschlossen, wie überhaupt Alles daselbst, so dass die Lagerung nicht studirt werden kann. Im Harz hingegen sind die Sachen so gut zugänglich, dass eine genaue Kartirung vorgenommen werden konnte. Lossen war anfänglich geneigt, in den grünen Schiefern Contactproducte der dichten Diabase zu erblicken und er hat sie als solche z. B. in den Erläuterungen zu Blatt Hasselfelde (Erscheinungsjahr 1870), S. 13, angeführt. Später hielt er sie, wenigstens der Hauptmasse nach, für umgewandelte Diabase. Ich glaube, dass man der Wahrheit vielleich am nächsten kommt, wenn man in ihnen die Tuffe der diabasischen Ergussmassen erblickt.

---

[1] Erläut. für Blatt Wippra, S. 26.

Lossen beschreibt die Gesteine (Erläuterungen zu Blatt Wippra, S. 24 u. f.) folgendermassen:

»Den obersten Theil der oberen Wiederschiefer setzen sogenannte „grüne Schiefer“ zusammen. Darunter sind nicht sowohl echte Schiefer von vollkommener Spaltbarkeit zu verstehen, als vielmehr dickplattige, in einzelnen Lagen hie und da fast massige, flaserig oder lagenweise schiefrige, feinkörnige bis dichte Gesteine von dunkelgrüner bis hellgrauer oder gelbgrüner, seltener violettrother Farbe; bald gleichmässig gefärbt, bald der Structur entsprechend in streifigem oder flockig geflammtem Farbenwechsel, wobei auch hellgraue bis weissliche Farben örtlich einspielen. Chlorit, strahlsteinartige oder Amiant-Hornblende, Epidot, Albit in weissen, meist breiten, ungestreiften oder nur zweihälftig oder unregelmässig verzwillingten Krystalltafeln, ferner Kalkspath, Quarz, Titaneisenerz mit Leukoxen oder Titanit, Eisenglanz, Magneteisen, lichter Glimmer, Apatit (nur chemisch nachgewiesen!) und hie und da Eisen- oder Kupferkies oder auch Malachit in zarten Anflügen: Alle diese Mineralien, die vier letzten ausgenommen, nehmen an der Zusammensetzung der grünen Schiefer mehr oder weniger wesentlich theil, ohne jedoch stets in jeder Varietät zugleich vorhanden oder in gleichem Verhältnisse vertheilt zu sein. So tritt in manchen Varietäten die Hornblende ganz zurück gegen das Chlorit-Mineral, in anderen sind beide gleichmässig nebeneinander vertreten, noch andere führen mehr Hornblende als Chlorit, welch letzterer wohl niemals ganz fehlt. Ohne Anwendung des Mikroskops sind die hornblendeführenden und die hornblendefreien Gesteine in der Regel nicht von einander zu unterscheiden. Nur das geübte Auge erkennt durch eine gute Lupe hie und da den eigenthümlichen Seidenglanz ineinander verfilzter allerfeinster Strahlstein- oder Amiantnädelchen; den Chlorit dagegen verräth zuweilen ein mit auffallend dunkler Farbe gepaarter stumpfer Fettglanz, so zumal in Ansammlungen auf den plattig-schiefriger Structur entsprechenden Gesteinsablösungen oder in einzelnen, dem helleren Gestein ziemlich regelmässig eingestreuten Flecken, die nach ihrem Aussehen unter dem Mikroskope verquetschte Pseudomorphosen nach Augit zu sein scheinen. Diese dunkelfleckigen Gesteine, welche

Hornblende und Chlorit und überdies Albit, Epidot, roth durchscheinenden Eisenglanz und Leukoxen führen, erinnern ihrem äusseren Habitus nach an dichte, unter Chloritausscheidung etwas schiefrig gewordene Diabase.

Andere Varietäten zeigen hellere graulich- bis gelblichweisse, ovalrunde Flecken oder in die Länge gezogene schweifige Flasern auf grünlichem dunkleren Grunde und erinnern einigermassen an schiefrige Labradorporphyre unter den Harz-Diabasen. In der That fehlen solche grüne Schiefer nicht, in welchen Plagioklaskrystalle breitflächig sich als hellere Flecken von der Schieferungsfläche abheben; die lichten Flecken des Köthenthaler Gesteins dagegen sind durch reinere Ausscheidung mikroskopisch feinkörniger Albitmasse mit eingewachsenen Epidotkörnchen, Chloritschüppchen und Kaliglimmerlamellen bedingt, während in der etwas dunkleren Hauptmasse von viel feinerer Structur vor den anderen Gemengtheilen eine graulich trübe, undurchsichtige Substanz auffällt, die vereinzelt auch als Pseudomorphose grösserer Titaneisenerztafeln erscheint und danach als Leukoxen gelten muss.

Solchen helleren, hornblendefreien und doch chloritarmen Varietäten stehen anderseits sehr dunkelgrüne hornblendefreie zur Seite, in welchen der Chlorit als Gemengtheil mehr in den Vordergrund tritt.

Das Mohrungerthal und die beiden Thälchen, welche sich zum Köthenthale vereinigen, namentlich auch die Felsen zwischen den beiden, diese Vereinigung bildenden Bächen gewähren dafür gute Aufschlüsse. Am auffälligsten sind plattigschiefrige und nicht selten wellig gekräuselte Schiefer, in welchen Magneteisenerz oder auch Eisenglanz und titansäurehaltiges Erz nebst Leukoxen in weissen, trüben Massen oder Titanit in stark lichtbrechenden Körnchen zonenweise der Plattung parallel sehr angehäuft sind, während albitreiche, erzarme Zonen damit abwechseln und Chlorit nebst etwas Kaliglimmer durch das ganze Gestein verbreitet ist. Da, wo der Eisenglanz vorherrscht, stellen sich violette Farbentöne neben den dunkelgrünen ein; lagenweise Anreicherung des sericitischen Glimmers ruft ein lichteres Gelbgrün und sanften Atlasglanz auf der Plattungsfläche hervor.

Das Alterniren so verschiedenfarbiger Zonen, die oft nur 1—3 *mm* Dicke besitzen, macht einen gefälligen Eindruck; derselbe wird erhöht, wenn ölgrüner Epidot oder weisser Kalkspath, letzterer vorzugsweise an die lichteren, albitreicheren Lagen gebunden, in reineren Ausscheidungen hinzutreten; auch Quarz gesellt sich den lichtgefärbten Gemengtheilen nicht selten bei, ist aber in feinkörniger Ausbildung von dem wasserhell durchsichtigen Albit unter dem Mikroskope nicht stets sicher zu unterscheiden. Albit, Epidot, Kalkspath, Quarz bilden überdies in den grünen Schiefern grosskrystallinische Nester, Schnüre oder Trümmer bis zu 1 *dm* Breite und darüber, in welchen der Quarz mehr zurücktritt, als in den gewöhnlichen, schärfer von dem Gestein abgegrenzten Quarz—Albit-Ausscheidungen in der Region der auffällig abweichenden Schiefer.

Solche Ausscheidungen gleichen ganz den Mineralanhäufungen derjenigen grünen Schiefer, welche im normal entwickelten Theile des Mittel- und Ostharzes in Begleitung der dichten Diabase grosse Verbreitung besitzen.

Die mikroskopische Untersuchung charakteristischer Vorkommen dieser typischen Diabas-Aphaniten vergesellschafteten grünen Schiefer hat seither aus Pseudomorphosen nach den für Diabas bezeichnenden und zum Theil noch unverändert erhaltenen Mineralien und aus wohlerkennbaren Resten der demselben eigenthümlichen Structur ergeben, dass sie, wenn nicht insgesammt, doch grösstentheils als unter Druckschieferung molecular umgewandelte Diabase aufzufassen sind. Unter diesem Gesichtspunkte ist es wichtig, hervorzuheben, dass auch in den weithin ohne wohl erkennbare Einlagerungen dichter Diabase, jedoch in dem gleichen Horizonte der obersten Wieder Schiefer innerhalb der Region abweichender Schiefer des Südostharzes anstehenden grünen Schiefern Gesteine angetroffen werden, die nach den angeführten Erkennungsmerkmalen unzweifelhaft als veränderte Diabase angesprochen werden müssen.

Solche Diabase sind flaserig-körnig und entsprechen gewissen hie und da zwischen den dichten Diabasen, anderwärts über denselben im obersten Wieder Schiefer vorkommenden

normalen körnigen Diabasen. Sie lassen den braungefärbten, charakteristischen Diabas-Augit zum Theil schon mit blossem Auge erkennen, unter dem Mikroskop überdies Titaneisen in breiten Tafeln und hie und da auch noch Reste der durch divergentstrahlige Anordnung für die Diabase so bezeichnenden langgestreckten Plagioklasleisten; daneben enthalten sie, und zwar vorwiegend, zum Theil noch als Pseudomorphosen nach den Diabasgemengtheilen, zum Theil in räumlich uneingeschränkter, flaserig-körniger Structur, örtlich auch in grobkrystallinen Ausscheidungen die Mineralien der grünen Schiefer als Neubildungen: Albit, Epidot, Kalkspath und Quarz.

Dafür, dass in den Gesteinen der Grünschieferzone stark umgewandeltes Eruptivmaterial vorliegt, kann aber auch aus dem räumlichen Verhalten der Zone ein Anhaltspunkt gewonnen werden, insoweit, als ihr plötzliches Endigen bei kaum verminderter Breite eher mit einem deckenförmigen Eruptiverguss, als mit einer Sedimentärablagerung sich verträgt«.

Alle von Lossen angegebenen Gemengtheile sind auch in meinen Schliffen zu sehen. Die Structur wird durch das Photogramm (Taf. I, Fig. 6) wiedergegeben; sie gleicht übrigens, wie gleich hier bemerkt werden mag, in allen Stücken durchaus jener im ersten Theile meiner Arbeit Taf. II, Fig. 3 dargestellten; sie ist völlig sedimentär, kein einziger Zug erinnert an ein Massengestein. Was mir aber wichtig erscheint, ist der hohe Gehalt der sogenannten grünen Schiefer an Titanit, dessen rundliche, oft walzenförmige und nicht selten warzige, auch verästelte Körner die Dünnschliffe erfüllen. Dieser Titanitgehalt ist etwas so Charakteristisches für die Diabase, speciell die Spilite unserer Gebiete, dass ich nach meinen Erfahrungen nicht das geringste Bedenken trage, das Material, aus welchem die sogenannten grünen Schiefer aufgebaut sind, von Diabasen abzuleiten. Ich habe auf die Wichtigkeit des Titanits schon wiederholt hingewiesen[1] und habe ihn auch im ersten Theile dieser Untersuchungen bereits zur Erkennung der Herkunft von Gesteinsmaterial benützt.

---

[1] Siehe S. 748 u. 757.

Ein anderer wichtiger Umstand ist der, dass in manchen sogenannten grünen Schiefern — besonders schön zeigt es der in Fig. 6 abgebildete Schliff, der aus einer Gesteinsprobe hergestellt ist, die mir Prof. Koch in Berlin mit grosser Liebenswürdigkeit zur Verfügung gestellt hat (Fundortsangabe Mohrungen, Blatt Wippra) — Partien, die vorzugsweise aus Diabasmaterial mit viel Titanit bestehen, mit solchen abwechseln, die unverkennbar von anderer Herkunft sind. Dieses fremde Material ist in Lagen, Linsen oder Flasern dem Gestein, welches im Allgemeinen deutlich schiefrig ist, eingeschaltet. Mikroskopisch ist dieses fremde Material ausgezeichnet durch den fast völligen Mangel an Titanit, durch das reichlichere Eintreten winziger Lamellen von Muscovit, welcher in der übrigen Gesteinsmasse nahezu ganz fehlt und durch die Betheiligung von unverkennbar klastischen Quarzelementen an seiner Zusammensetzung.

Wenig Chlorit, etwas Muscovit, spärlicher Titanit, Plagioklas (Albit?) und Quarz setzen diese Partien zusammen, die sich ganz scharf von den etwas dunkleren, diabasischen abheben, die, wie übrigens betont werden muss, auch ihrerseits keine Spur von Diabasstructur oder erkennbarer Pseudomorphosen nach den Gemengtheilen erkennen lassen. Es macht ganz den Eindruck, als ob das Diabasmaterial in feinvertheiltem, also vermuthlich zerstäubtem Zustande zur Bildung des Gesteins zusammengekommen wäre. Ich glaube, dass, wenn man die Erscheinungen ohne Zwang erklären will, nur der eine Weg offen ist, nämlich der, dass man für das Gestein sedimentären Ursprung annimmt und zugleich zugibt, dass zweierlei Material vorhanden war: die feinvertheilte Diabas- (Spilit-) Asche und das gewöhnliche Thonschiefersediment, welche in einem ruhigen Meerestheile zur Ablagerung gekommen sind, womit die lagenweise, beziehungsweise linsenförmige Anordnung der beiden Componenten erklärt werden kann. In bewegterem Meere muss wohl eine innige Mischung der Spilitasche mit dem Thonschiefersediment erfolgt sein. Bei den mährischen Vorkommnissen war häufiger der letztere Fall realisirt. Diese innige Verbindung der Diabasgesteine mit den Thonschieferablagerungen ist, wie hier nicht wiederholt zu werden braucht, ein

Beweis für den submarinen Charakter der devonischen Diabasergüsse. Im Allgemeinen findet man jedoch solche Anzeichen des Vorhandenseins von fremdem Material bei den »grünen Schiefern« nicht und auch die chemischen Analysen, welche ich am Schlusse dieses Abschnittes anführe, deuten darauf hin, dass in den meisten dieser Gesteine das Diabasmaterial ziemlich rein erhalten ist.

Ein fernerer wichtiger Umstand für die Beurtheilung der Stellung der grünen Schiefer Lossen's ist der, dass sie stets in bestimmten Beziehungen zu dem Auftreten der Spilite stehen: schon der Anblick der geologischen Karte lehrt dies;[1] man sieht die Massen der dichten Diabase umgeben von mehr oder minder breiten Zonen grüner Schiefer. Lossen sagt darüber:[2] »Abweichend in ihrem Verhalten von den Contactbildungen der körnigen Diabase verbreiten sich die grünen Schiefer in der weiteren Umgebung der dichten Diabase im oberen Wiederschiefer, so zwar, dass sie die einzelnen Vorkommnisse derselben untereinander verbinden und damit eine zusammenhängende Zone zusammensetzen«.

Ferner S. 53 ebenda: »Auch die viel spärlicheren Vorkommen der dichten Diabase im Zorger Schiefer sind hie und da von sehr schiefrigen Gesteinen begleitet, welche ausser Zusammenhang mit dem Massengesteine leicht für echte Schiefer genommen werden könnten«.

Unter Berücksichtigung aller angeführten Umstände ist es, wie ich meine, schwierig, sich vorzustellen, wie die grünen Schiefer druckschiefrig gewordene Diabase sein könnten. Die Druckmetamorphose kann einzelne Schichten mehr, andere von abweichender Zusammensetzung weniger stark beeinflussen, sie kann an den Biegungsstellen der Falten anders wirken, als in den Faltenschenkeln etc., aber sie kann unmöglich um eine Eruptivmasse herum einen Hof erzeugen und um mehrere nebeneinanderliegende Eruptivmassen ebensoviele Höfe! Local mag ja einmal ein körniger oder dichter Diabas durch Dynamo-

---

[1] Vergl. Taf. II, Fig. 2, welche die Wiedergabe eines Ausschnittes aus der geol. Specialkarte von Preussen, Blatt Hasselfelde, darstellt.

[2] Erläut. zu Blatt Pansfelde, S. 52.

metamorphose zu einem Schiefer ausgequetscht worden sein, die Hauptmasse der grünen Schiefer hat aber eine solche Entstehung gewiss nicht gehabt. Die andere Deutung, die Lossen noch annimmt, dass nämlich ein Theil der grünen Schiefer echte Schiefer seien (Pansfelde, S. 52, Zeile 6 von unten), nähert sich schon mehr meiner Auffassung, nach welcher die grünen Schiefer eben nichts Anderes sind, als die zu Schiefern verfestigten, bei der submarinen Eruption der Spilite ausgeworfenen staubförmigen Aschenmassen, also echte vulcanische Tuffe der Spilite, an deren Bildung theilweise, aber jedenfalls nur in geringem Maasse auch gewöhnliches Thonschiefersediment betheiligt ist.

Bemerkt mag schliesslich noch werden, dass in den grünen Schiefern des Harz (Mohrunger Schlossberg, Blatt Wippra) als concordante Einschaltungen kleinere Linsen von derbem, weissen Baryt vorkommen;[1] auch in Österreichisch-Schlesien bei Bennisch wird Schwerspath abgebaut, der im Bereiche der Schalsteinformation vorkommt. Nähere Daten sind mir nicht bekannt geworden, da die Grube zur Zeit meines Besuches unter Wasser stand.

Zum Vergleiche setze ich noch einige Analysen von körnigen Diabasen (in Ermanglung solcher von Spiliten) neben Analysen von grünen Schiefern hieher. Eine einfache Betrachtung lehrt, dass im chemischen Bestande nur geringe Unterschiede zwischen den beiden Gesteinstypen bestehen. Die Analysen können demnach nichts zur Entscheidung der Frage beitragen, ob die »grünen Schiefer« umgewandelte Diabase, oder ob sie (natürlich auch umgewandelte) Tuffe von solchen sind. Das eine aber ist sicher, dass, wenn letzteres richtig ist, keine oder nur geringe Beimischungen von fremdem Materiale vorhanden sein können, wie bereits bei der mikroskopischen Beschreibung hervorgehoben worden ist. Mindestens am SiO_2-Gehalte müsste eine Veränderung, eine Zunahme wahrnehmbar sein, wie aus der unten angeführten Dachschiefer-Analyse zu ersehen ist.

---

[1] Erläut. zu Blatt Wippra, S. 26.

Analysen von körnigen Diabasen.

I. Diabas, ziemlich frisch, aus dem Richtschachte auf der Lerchenbreite bei Tilkerode. Nach O. Schilling: Die chem.-mineral. Const. der »Grünstein« genannten Gesteine des Südharzes. S. 13.

II. Diabas von der Gabelleithe nach Rudeloff (Erläut. zu Blatt Schwenda, S. 37). Nach Lossen in Umwandlung in einen grünen Schiefer begriffen.

III. Diabas, Steinbruch im Schwarzen Stamm bei Mägdesprung. Analysirt von Carmichael (siehe Lossen, Blatt Harzgerode, S. 31).

IV. Diabas aus dem Steinbruche des Thalgrundes zwischen Mönchs- und Ramsenberg. Analytiker Rudeloff (Blatt Wippra, S. 51).

V. Diabas vom Käseberge, Blatt Wippra. S. 48. Analytiker Paul.

I.

SiO_2	45·786
Al_2O_3	25·571
Fe_2O_3	6·083
FeO	4·239
MnO	0·386
MgO	3·202
CaO	7·420
Alkalien	5·137
Glühverlust	2·176
	100·000
Dichte	2·92

II.

SiO_2	47·68
TiO_2	1·27
Al_2O_3	17·21
Fe_2O_3	1·27
FeO	8·95
MgO	6·56
CaO	5·35
Na_2O	3·26
K_2O	1·46
H_2O	5·74
CO_2	1·03
	99 88
Dichte	2·787

III.

SiO_2	47·17
Al_2O_3	17·30
Fe_2O_3	4·07
FeO	5·81
MnO	0·57
MgO	5·59
CaO	14·10
Na_2O	2·42
K_2O	0·33
H_2O	3·71
	101·07

IV.

SiO_2	43·94
TiO_2	1·57
Al_2O_3	15·56
Fe_2O_3	1·58
FeO	10·34
MgO	8·42
CaO	10·32
Na_2O	2·99
K_2O	0·24
H_2O	5·08
	100·04

V.

SiO_2	44·52
TiO_2	0·87
Al_2O_3	15·12
Fe_2O_3	4·61
FeO	9·27
MgO	8·02
CaO	7·36
Na_2O	2·85
K_2O	0·83
H_2O	4·78
	98·23

Der Rest enthält:

P_2O_5	0·46
CO_2	0·73
S	0·45

Lichtfleckiger grüner Schiefer oberhalb des Hohenstein (I) und dunkelgrüner magneteisenreicher Schiefer aus der Thalgabel des Köthenthales, beide bei Grillenberg (Analytiker Fuhrmann).

	I	II
SiO_2	46·01	41·55
TiO_2	1·50	2·62
Al_2O_3	20·70	17·32
Fe_2O_3	3·80	14·98
FeO	4·17	5·26
MnO	0·03	Spur
MgO	4·85	5·58
CaO	10·30	2·50
Na_2O	3·48	4·14
K_2O	1·21	2·28
H_2O	3·48	3·66
P_2O_5	0·27	0·33
	99·80	100·22

Dachschiefer aus dem Harzgeroder Dachschieferbruche (Blatt Harzgerode, S. 19). Analytiker Jacobs.

SiO_2	59·96
$TiO_2(ZrO_2)$	0·76
Al_2O_3	9·98
Fe_2O_3	0·83
FeO	2·92
MgO	2·93
CaO	6·32
Na_2O	1·15
K_2O	2·86
H_2O	2·54
CO_2	7·71
	97·87

Im Reste noch enthalten:

P_2O_5	0·14
C	0·91
SO_3 (als S im Pyrit)	2·08
CO_2	7·71

4. Porphyrische Gesteine der Diabasreihe

kommen im Harz gelegentlich als locale Facies hauptsächlich bei den dichten Diabasen vor.[1] Ich habe zwei ausgezeichnete, hieher zu rechnende Gesteine gesammelt und will eine kurze Beschreibung derselben mittheilen.

Das eine Gestein stammt vom Herzogsweg bei Lauterburg a. H. und zeigt in einer graugrünen, dichten Grundmasse Feldspathkrystalle, welche theils mehr isometrisch ausgebildet sind und nahezu quadratische Durchschnitte von etwa 1 *cm* Kantenlänge liefern, theils Tafeln von 2—2½ *cm* Länge und ½ *cm* Dicke. Die Feldspatheinsprenglinge sind aber nicht mehr frisch, sondern bereits in Umwandlung begriffen und durch eingedrungenen Chlorit grünlich gefärbt.

[1] Erläut. zu Blatt Pansfelde, S. 48, Zeile 2 von oben.

Unter dem Mikroskope sieht man, dass die Grundmasse aus grossen Plagioklaslamellen besteht, deren Zwischenräume jetzt grösstentheils durch Chlorit ausgefüllt sind, in welchem man aber noch recht zahlreiche Reste von röthlichbraunem Augit vorfindet. Titaneisenerz mit Leukoxenrand und Zwillingslamellen ist in erheblicher Menge vorhanden.

Sowohl die Plagioklaseinsprenglinge, als auch die Grundmasse-Feldspathe, sind mit reichlichen Mengen von Glimmerschüppchen erfüllt. Das abgeschiedene Calcium der Plagioklase erscheint als Calcit in grösseren und kleineren eingesprengten Partien. Eine nähere Bestimmung der Plagioklase ergab kein verlässliches Resultat wegen weitgehender Umwandlung und undulöser Auslöschung der erhaltenen Partien.

Dieser Labradorporphyr erinnert durch seine grossen Plagioklaseinsprenglinge an die gequetschten Porphyrite des Ottilienstollens bei Sternberg,[1] während der zweite Porphyrit, den ich im Harz gesammelt habe (grosser Steinbruch, zu welchem von der Station Rübeland eine Zweigbahn führt), mehr an das Gestein von Krokersdorf (l. c. S. 47) erinnert. Hier sind die Einsprenglinge kleiner (etwa 4—5 *mm*), aber sehr zahlreich. Im Übrigen besteht aber kein wesentlicher Unterschied gegen das vorher beschriebene Gestein, nur hat die Grundmasse vielleicht noch mehr den Charakter der körnigen Diabase als dort. Eine Bestimmung der Plagioklase war gleichfalls unmöglich.

5. Schalstein Lossen.

In dem Gebiete um Elbingerode und Hüttenrode hat Lossen auf der »Geologischen Karte des Harzgebirges« (1:100.000) vier zusammenhängende Partien von »Schalstein« ausgeschieden. Soweit ich die Verhältnisse auf meinen Ausflügen, auf denen Herr Rittmeister v. Haenlein in Blankenburg a. H. mein liebenswürdiger Führer war, kennen lernte, stimmen diese Schalsteine ganz genau mit jenen Gesteinen aus Mähren überein, welche nach meiner Auffassung »gemischte Sedimente«, d. h. Diabastuff mit Thonschiefer-, zum Theil auch

[1] Mähr.-schles. Schalst. S. 37.

Kalksediment gemengt, darstellen. Somit haben wir im Harz, genau so wie in Mähren, folgende Glieder der »Schalsteinformation«: Körnige Diabase, Spilite (mit ihren Mandelsteinen etc.), porphyrische Gesteine, reine Tuffe und Schalsteine, wenn man als solche die gemischten Sedimente bezeichnet.

Das mikroskopische Bild dieser »Schalsteine« ist im Allgemeinen ein recht einfaches. Man sieht Feldspathleisten und Feldspathbruchstücke, meist aber mit völlig umgewandeltem Inhalte. Wichtig ist der Gehalt an Titanitkörnern. Winzige Glimmerschüppchen, wie wir sie in den mährischen Gesteinen so massenhaft fanden, kommen auch hier vor. Quarzkörner von deutlich klastischem Charakter sind zweifellos allothigenen Ursprungs. Ein mehr oder minder deutliches Grundaggregat ist fast stets vorhanden; das Gleiche gilt vom Kalkspath, der die meist unregelmässig geformten Hohlräume des Gesteines erfüllt. Es wäre überflüssig und ermüdend, noch mehr Details anzuführen; es würde dies doch nur eine Wiederholung des bei dem mährischen Vorkommen Gesagten bedeuten. Ich will nur zum Schlusse noch einmal darauf hinweisen, dass die Schalsteinformation[1] im Harz mit jener in Mähren, wenn man von individuellen Verschiedenheiten absieht, die allergrösste Ähnlichkeit hat. Im Harz ist nur Alles viel grossartiger verlaufen, was in Mähren und Schlesien in bescheidenerem Rahmen sich abgespielt hat.

III. Nassau.

Ausser den Gesteinen aus den bisher besprochenen Gebieten habe ich noch Proben aus der Gegend von Dillenburg (Haiger, Nanzenbach), welche ich der Freundlichkeit des Herrn Prof. Berwerth verdanke, und solche aus Elsass-Lothringen, die mir Herr Prof. Bücking gütigst überlassen hat.

Über das nassauisch-westphalische Gebiet existirt eine ziemlich umfangreiche Literatur, welche aber in vorzüglicher Weise von Lepsius[2] zusammengefasst wurde.

---

[1] Vergl. S. 4.

[2] Geologie von Deutschland, Bd. 1, S. 259 u. f.

Die wichtigsten zum Vergleiche mit den besprochenen Gebieten dienlichen Thatsachen sind etwa folgende:

Im rheinischen Schiefergebirge liegen grosse Massen von Diabasgesteinen, den übrigen Gebirgsgliedern meist concordant eingeschaltet vom Silur bis zum Culm und bilden zahlreiche im Streichen der Schichten verlaufende Lagerzüge. Wie viele von diesen Diabaslagern als intrusive Massen, wie viele als effusive Decken aufzufassen sind, ist bisher noch nicht mit Sicherheit festgestellt worden; während es früher üblich war, dieselben sämmtlich als Decken anzusehen, scheint man sich neuerdings mehr der zweiten Deutung[1] zuzuneigen. Jedenfalls dürften wohl die Diabasporphyritlager als effusive Decken zu betrachten sein; darauf deutet ihre Wechsellagerung mit Sedimenten, das Vorhandensein der für Ergussgesteine charakteristischen Mandelsteinstructur und die mit ihnen eng verbundenen, ausgebreiteten Diabastuffe (Schalsteine), welch letztere nur mit effusiven Strömen, nicht mit intrusiven Lagergängen in Verbindung stehen können.

Hingegen erscheint es wieder als wahrscheinlicher, dass die Diabasschwärme in den Calceolaschichten der oberen Ruhrgegend im Sauerlande wirklich als intrusive Lagerzüge aufgefasst werden müssten, während dagegen die Diabaslager im oberen Mitteldevon, im Oberdevon und im Kulm der Lahn- und Dillmulde, sowie der Gegend von Brilon der grossen Mehrzahl nach gewiss wieder als effusive Ströme anzusehen sind.[2] Man bemerkt sofort die grosse Ähnlichkeit zwischen diesem Gebiete und dem Vorkommen im Harz in Bezug auf die Lagerung der Diabase und die Schwierigkeit, die Frage, ob eine bestimmte Masse effusiv oder intrusiv sei, bloss aus geologischen Merkmalen zu entscheiden. Wenn man aber erwägt, dass körnige Diabase in Stöcken und intrusiven Lagergängen vorkommen, welche die mit ihnen im Contact stehenden Schiefer umgewandelt haben, wird man für solche Vorkommnisse wohl ohne Bedenken den Intrusivcharakter in Anspruch

[1] Schenck, Riemann, Über die Grünsteine des Kreises Wetzlar. Verhandl. des naturhist. Ver. Rheinl. Westphalen, 39. Jahrg., S. 267, Bonn, 1882.

[2] Lepsius, Geologie von Deutschland, S. 260.

nehmen und sie den körnigen Diabasen im Harz und in Mähren an die Seite setzen dürfen. Man vergleiche hiezu die der interessanten Arbeit Greim's[1] beigegebenen Profiltafeln.

Das Vorkommen porphyrischer Gesteine der Diabasfamilie in diesem Gebiete steht ebenfalls ausser Zweifel; Schauf[2] beschreibt ein Vorkommen (oberhalb Balduinstein a. d. Lahn) mit grossen Plagioklaskrystallen; Vieles von dem jedoch, was Lepsius (l. c. S. 268 u. f.) unter dem Titel »Diabasporphyrit« bespricht, sind zweifellos Gesteine, welche den von mir »Spilite« genannten entsprechen. So z. B. befindet sich unter meinen Stücken eines mit der Fundortsangabe: Grube Glauckstein bei Dillenburg, welches bestimmt in diese Gruppe einzurechnen ist. Dieser Spilit-Mandelstein ist gelbgrün und erscheint dem freien Auge dicht; nur hie und da glänzt eine Calcit-Spaltfläche in einer der ziemlich zahlreichen, aber sehr kleinen (meist unter $^1/_2$ *mm*) Mandeln. Zuweilen erscheint auch Chlorit als Füllung in denselben.

Unter dem Mikroskope sieht man Feldspath-Mikrolithen, welche stets einfach, nicht verzwillingt sind und sehr geringe Auslöschungsschiefe (Maximum 4°) aufweisen. Wenn ein Plagioklas vorliegt, muss es also ein Oligoklas sein. Der nächstwichtige Gemengtheil ist der Chlorit, in den die Feldspathe eingebettet sind. Er tritt im Gestein in der Form grösserer Schuppen und Blättchen auf; als Ausfüllungsmaterial der Mandelräume bildet er concentrische Lagen, die aus kleinen Schüppchen, welche auf den Wandungen senkrecht stehen, aufgebaut sind.

Titanit ist reichlich vorhanden; er erscheint zum Theil in kleinen bis winzigen Körnchen im Gesteine zerstreut, zum Theil als Pseudomorphose in meist quadratischen, aber auch in sechsseitigen Durchschnitten, was auf einen titanhaltigen Magnetit als ursprünglichen Gemengtheil schliessen lässt.

Die von Calcit oder Chlorit oder auch von beiden zugleich erfüllten Hohlräume sind meist von ganz unregelmässiger Form.

---

[1] Die Diabas-Contactmetamorphose bei Weilburg a. d. Lahn. N. J. f. Min. 1888, Bd. I, S. 1—31.

[2] Schauf, Verhandl. d. Naturwiss. Ver. für die Rheinlande und Westphalen. 1880.

Die Diabastuffe, beziehungsweise die Schalsteine zeigen im Grossen und Ganzen hier denselben Charakter, wie in den anderen Gebieten; es sind verschieden gefärbte, mehr oder weniger deutlich schiefrige Gesteine, deren Hauptgemengtheil Chlorit ist, dem sich Plagioklasleisten, Magnet- und Titaneisen und Apatit einlagern. Der Kalkgehalt wechselt und ist oft als Füllung von Hohlräumen des Gesteines, oft dieses ganz und gar durchsetzend, vorhanden, genau so wie dies besonders deutlich und schön bei den mährischen Vorkommnissen ausgeprägt war. Die Beimischung von Thonschiefermaterial wird von Lepsius angeführt,[1] wodurch also auch in dieser Hinsicht völlige Übereinstimmung mit den anderen Gebieten hergestellt ist.

Die Tuffbreccien und Tuffconglomerate der Diabasgesteine kommen hier wie anderwärts vor; weder ihre Entstehung, noch ihre Zusammensetzung hat bei den anderen Gebieten Anlass zu besonderen Bemerkungen geboten. Es will mir aber scheinen, dass wenigstens für einen Theil dieser sogenannten Tuffconglomerate (beziehungsweise Breccien) die hohe Wahrscheinlichkeit besteht, dass sie als die Lapillituffe aufzufassen seien.

IV. Vogesen.

Im Gebiete des oberen Breuschthales[2] finden sich, wie die Untersuchungen Bücking's gezeigt haben, gleichfalls Einlagerungen eruptiver Massen in den paläozoischen Schichten, so wie wir dies bei den früher besprochenen Gebieten kennen gelernt haben.

Ein Vergleich mit den älteren Schichten im Fichtelgebirge und in Thüringen verschaffte Bücking die Überzeugung, »dass der Schichtencomplex, welcher das Gebiet zwischen der Landesgrenze bei La Crache und Raon-lès-Lean einerseits und Barenbach bei Schirmeck anderseits einnimmt und in streichender

[1] L. c. 280.

[2] Der Breuschfluss mündet bei Strassburg in den Rhein.

Richtung von Champenay über Plaine, Fréconrupt, Wackenbach bis zum Thal des Tommelsbaches verfolgt werden kann, in dieser ganzen Ausdehnung besonders durch das massenhafte Auftreten von Schalsteinen und eigenthümlichen, vielfach in Schalstein übergehenden Conglomeraten ausgezeichnet, in seiner Gesammtheit dem Mitteldevon zugehört. Bis jetzt hat sich in dieser an deutlichen organischen Überresten überaus armen Abtheilung von charakteristischen Leitfossilien nur die *Calceola sandalina*[1] und in einem etwas höheren, durch Einlagerung mehrfacher Linsen von Kalk und Dolomit charakterisirten Niveau bei Schirmeck ausser diesem Fossil auch noch *Stringocephalus Burtini* u. s. w.[2] gefunden.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse würde dann die dem Rande des Hochfeldmassivs näher gelegene, von granitischen Gesteinen mehrfach durchbrochene und in ihrem regelmässigen Verlauf gestörte Schichtenreihe, welche durch ihren Reichthum an Thonschiefer- und Hornfelsgesteinen und besonders an Einlagerungen von Dioritporphyriten (vom Typus der Chlorophyre von Quenast und Lessines) auffällt, als älter aufzufassen und etwa dem Unterdevon zuzurechnen sein. Sie liegt, den Beobachtungen zufolge, concordant unter dem Mitteldevon«.

»Schichtensysteme, welche dem Silur des Fichtelgebirges entsprechen könnten, scheinen im oberen Breuschthale zu fehlen. Dahingegen zeigen die Steiger- und die Weilerschiefer, welche übrigens nach den bisherigen Beobachtungen concordant, beziehungsweise ohne auffallende Discordanz unter den vorerwähnten Schichten lagern, sowohl in petrographischer Hinsicht, als besonders im Hinblick auf die Einlagerung von Eruptivgesteinen, wie Proterobas, Leukophyr u. s. w., und auf die Erzführung bei Weiler eine solche Ähnlichkeit mit dem Cambrium Thüringens und des Fichtelgebirges (zumal der Gegend zwischen Goldkronach und der Reut bei Gefrees), dass der Gedanke sehr nahe liegt, sie mit den ober-, beziehungsweise untercambrischen Schichten jener Gegenden in eine Parallele

[1] Mittheilungen der geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen. 4, 1894, S. 105 ff.

[2] Ebenda, 1, 1888, S. 235.

zu stellen. Doch werden erst fortgesetzte vergleichende Beobachtungen eine Entscheidung ermöglichen«.[1]

Was nun die im Vorstehenden erwähnten »Schalsteine« anlangt, verdanke ich der Güte des Herrn Prof. Bücking eine Anzahl von Proben (19 Stücke) aus dem Breuschthale, deren Beschreibung im Nachstehenden mitgetheilt werden soll.

Bücking charakterisirt die »Schalsteine« aus dem Breuschthale vollkommen zutreffend, indem er hervorhebt, »dass unsere Schalsteine ganz anders sind, als die aus dem Harz und der Lahngegend etc.; sie sind bei weitem kalkärmer und richtiger als Conglomerate von Diabas, Melaphyr und Keratophyr zu bezeichnen. Möglich, dass auch reine Keratophyrconglomerate oder Tuffe unter den überschickten Stücken sich finden. Sie sind in unserem Devon des Breuschthales ebenso wie die Keratophyre recht verbreitet und häufig gar nicht von den letzteren, zumal wenn diese druckschiefrig werden und eine weitgehende Kataklasstructur zeigen, zu unterscheiden«.[2]

Und doch bestehen gewisse Ähnlichkeiten zwischen dem Vorkommen in Elsass-Lothringen und jenem in Nassau, im Fichtelgebirge und im Harz.

Die Ausbildung der Diabasgesteine ist, soweit ich dies aus den mir vorliegenden Schliffen beurtheilen kann, eine völlig übereinstimmende und auch das Auftreten der Keratophyre bildet keineswegs eine Verschiedenheit der vier Gebiete, sondern vielmehr eine Ähnlichkeit, denn fast in allen finden sich die Keratophyre, wenn auch vielleicht die räumliche Beziehung in den Vogesen eine nähere ist, als sonst wo; die genetischen Beziehungen der basischen Diabasgesteine zu den sauren Keratophyren sind aber zweifellos dieselben hier wie dort, wenn es auch bisher nicht gelungen ist, dieselben in ihren Einzelheiten zu ergründen.[3]

[1] Mittheilungen der geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen, Bd. IV, Heft 4, 1896.

[2] Briefliche Mittheilung an den Verfasser.

[3] Rosenbusch: Elemente d. Gesteinslehre, S. 275 u. Chem. Bezieh. d. Erupt. Gest. T. M. P. M. XI, 174.

Da die Gesteine im Wesentlichen immer denselben Typus repräsentiren, so begnüge ich mich damit, ein Beispiel anzuführen und wähle dazu die Probe mit der Fundortsangabe: »Oberhalb Hautfourneau (Framont) am Grand Goutty-Bache, 500 Schritte nördlich vom Forsthause Kukuk«.

Das Handstück ist dunkelgrau mit einem Stich ins Röthliche, stellenweise ins Grünliche, anscheinend vollkommen dicht, hat matten Bruch und ist auffallend schwer. Im Dünnschliffe sieht man, dass das Gestein aus einer Unzahl kleiner Gesteinsstückchen besteht, die durch ein Bindemittel verkittet sind. Die Form dieser Bröckchen ist aber nicht eckig wie bei Breccien, auch nicht rundlich wie bei Conglomeraten; wir sehen vielmehr unregelmässig geformte, lappige und gebuchtete Durchschnitte vor uns, wie sie etwa durch Lapilli erzeugt werden können. Gegen die Vorstellung, dass ein Lapillituff vorliegt, spricht nun allerdings der Umstand, dass die Stückchen theils von Diabasgesteinen, theils von Keratophyren herrühren. Man hat solche, bei welchen in einer undurchsichtigen, nur hie und da etwas rothbraun durchscheinenden, sehr eisenreichen Masse Plagioklasmikrolithen liegen; selten kommt ein Stückchen vor, in welchem ein grösserer Feldspath- oder ein Augitkrystall zu beobachten ist. Manche von den »Lapilli« sind sehr compact, die dunkle Einbettungsmasse der Feldspathmikrolithen zeigt keinerlei Hohlräume, in anderen Fällen hingegen ist sie ganz blasig. Die Blasenräume sind jetzt meist mit grünen, chloritischen Producten, zum Theil auch mit Calcit erfüllt. Sieht man von diesen secundären Producten ab, so zeigen diese Lapilli alle Eigenschaften, wie sie bei einer ganz jungen Lava erwartet werden können. Andere Bröckchen zeigen unverkennbar den Habitus spilitischer Gesteine, besonders dann, wenn die Feldspathmikrolithen nicht in einer undurchsichtigen schwarzen, sondern in eine grüne chloritische Masse eingebettet sind. Dieser einen Gruppe von Gesteinsstückchen, die alle zweifellos der Diabas- (oder wenn man will: Melaphyr-) Familie angehören, steht die zweite gegenüber, welche einen ganz verschiedenen Gesteinstypus repräsentiren. In einer im durchfallenden Lichte bräunlich erscheinenden, mikrofelsitischen oder auch verschwommen krystallinischen Grundmasse liegen

Einsprenglinge von Feldspath. Man wird wohl diese Stücke auf den von Bücking erwähnten Keratophyr beziehen dürfen.

Was endlich das Bindemittel anlangt, so ist dasselbe insoferne recht interessant, als es unverkennbar grosse Ähnlichkeit mit den sogenannten grünen Schiefern, die wir von Aschentuffen abgeleitet haben, besitzt. Man sieht Chlorit, ab und zu Plagioklase, sowohl Bruchstücke von grösseren Krystallen, als auch leistenförmige Mikrolithe, alles eingebettet in ein stark entwickeltes Grundaggregat.

Terglav[1] hat im Grazer Devon gleichfalls polygene Tuffe aufgefunden, die mir mit den Gesteinen aus den Vogesen grosse Ähnlichkeit zu haben scheinen. Er schliesst seine Untersuchung mit den Worten: »Aus dieser Darstellung ergibt sich, dass der untersuchte Tuff aus mehreren Eruptivgesteinen entstand, welche theils dem Melaphyr, theils dem Porphyr entsprechen. Es ereigneten sich also gleichzeitig im Bereiche dieser Formation Eruptionen verschiedener Gesteine, welche aber jetzt nicht anstehend gefunden werden«.

Schluss.

Nachdem wir also dem aufgestellten Plane gemäss die wichtigsten Schalsteingebiete kurz beschrieben haben, erübrigt uns noch, die Ergebnisse dieser Untersuchungen zusammenzufassen.

Da ist nun zunächst die grosse Übereinstimmung zu betonen, welche zwischen den einzelnen Vorkommen besteht.

Die Gebiete, wie wir sie in den Sudeten Mähren, Schlesien, im Fichtelgebirge, im Harz, in Nassau, in den Vogesen kennen gelernt haben und denen sich noch andere (z. B. Gegend von Graz, Devonshire) anreihen, haben das gemeinsam, dass sie während der Devonzeit[2] der Schauplatz einer überaus regen

[1] Die petrographische Beschaffenheit der im Grazer Devon vorkommenden Tuffe. — Min.-petr. Mitth. 1876, S. 207.

[2] Es gibt aber auch Devonterritorien, wo keine Anzeichen einer vulcanischen Thätigkeit aufzufinden sind: Mississippi-Becken, Russland. Credner, Geol. VI. Aufl., 461.

vulcanischen Thätigkeit waren, welche grosse Massen von diabasischem Material gegen die Erdoberfläche emporbeförderte. Je nach den Umständen erstarrten diese Magmen zu körnigen Massen (Tiefengesteinsfacies), wenn sie nämlich nicht bis zur Oberfläche gelangten, sondern als Intrusivmassen unter einer schützenden Gesteinsdecke sich verfestigten, oder sie erreichten die Grenze der Lithosphäre und bildeten Oberflächenergüsse. Im ersteren Falle sehen wir zumeist eine Contactmetamorphose zwischen dem Intrusivgesteine, das sich durch körnige Structur auszeichnet, und seiner Hülle sich entwickeln, im letzteren haben wir eine Contactmetamorphose in den überlagernden Schichten nicht zu erwarten, sie ist auch niemals vorhanden. Die Structur der Ergussgesteine ist entweder porphyrisch oder wie bei den Spiliten rein mikrolithisch; lavaartig poröse Ausbildung, welche Anlass zur Mandelsteinbildung gibt, und vielleicht glasige Randbildungen kennzeichnen diese Ausbildungsform der Diabasgesteine.

Nimmt man dazu noch die von Kayser zuerst nachgewiesenen vulcanischen Bomben und den Nachweis der »geflossenen Oberfläche«, so erhält man ein Bild von der vulcanischen Thätigkeit in diesen Gebieten, das an Vollständigkeit nichts zu wünschen übrig lässt.

Bezüglich der Abhängigkeit der Structur von der geologischen Erscheinungsform lässt sich im Allgemeinen sagen, dass die körnigen Massen zum grössten Theile wahrscheinlich Intrusivgebilde vorstellen, wie aus den hierauf bezüglichen Auseinandersetzungen hervorgeht. Doch ist es nicht gestattet, aus der Structur allein auf die Intrusivnatur eines bestimmten Vorkommens zu schliessen; dies lehrt uns die interessante Entdeckung von Brauns, welcher fand, dass der Diabas von Quotshausen, der deutlich die Merkmale einer Strick-, beziehungsweise Gekröselava zeigt, im Innern des Ergusses körnige Structur besitzt.[1]

Nicht jedes einzelne der betrachteten Gebiete zeigt uns das vollständige Bild, wie es oben skizzirt wurde, aber alle

---

[1] Diabas mit geflossener Oberfläche von Quotshausen. J. d. D. geol. Ges. XLI, 1889, S. 491.

zusammengenommen ergänzen einander und helfen eines das andere verstehen.

Wir können aber noch weiter gehen. Wir haben gesehen, dass in engster Verbindung mit den diabasischen Gesteinen versteinerungsführende Kalksteine stehen und die mikroskopische Untersuchung hat gelehrt, dass wir in vielen Tuffgesteinen Beimischungen von fremdem Material — Thonschiefersediment — vor uns haben. Daraus ist der Schluss abzuleiten, dass die Eruptionen submarin stattgefunden haben,[1] wie schon frühere Autoren, mehr vermuthungsweise, ausgesprochen haben.

Für diese gemischten Tuffe könnte man, wenn überhaupt die Bezeichnung »Schalstein« weiterhin beibehalten werden soll, was ich für keineswegs wünschenswerth halte, diesen Namen gebrauchen. Weit zweckmässiger wäre es, diesen in den meisten Fällen gar nicht einmal charakteristischen Ausdruck durch die von Mügge[2] vorgeschlagenen Bezeichnungen zu ersetzen. Als Diabastuffite wären die mit gewöhnlichem Sediment gemischten Tuffmassen zu belegen, und unter Kalktuffit könnte dann der Kalk-Schalstein verstanden werden. Sind dynamometamorphe Erscheinungen zu beobachten, was speciell bei den von uns betrachteten Gesteinen fast durchgängig der Fall ist, wenn auch zumeist nur in geringerem Maasse, so wäre die Bezeichnung Tuffoid[3] anzuwenden. Auch die Lossen'schen Namen Tuffporphyroid und Klastoporphyroid liessen sich entsprechend verwenden (Rosenbusch, II. Bd., 3. Aufl., S. 733).

Eine gewisse Ähnlichkeit im geologischen Auftreten zeigen die Keratophyre, insbesondere in ihrem westphälischen Vorkommen, das durch Mügge's schöne Untersuchung genau bekannt geworden ist. Auch dort haben wir untermeerische Ergüsse in grosser Ausdehnung vor uns, welche von Tuffbildungen, wie die Diabase, begleitet sind. Es wären also die

[1] z. B. Kayser, Lehrb. der Geol. I, 370.

[2] Lenneporphyre.

[3] Die Bezeichnungen Tuffit und Tuffoid wurden zuerst von Löwinsohn-Lessing angewendet, aber in einem anderen Sinne. Siehe Petrograph. Lexikon, Suppl. S. 92.

Keratophyre, welche wie die Diabase von paläozoischem Alter sind, im Bereiche der sauren Gesteine, das, was die letzteren im Gebiete der basischen vorstellen. Und wenn auch, wie Mügge sagt[1] »die thonerde- und eisenreichen Diabase gerade das Gebiet der Lenneporphyre durchaus meiden« — (Mehner, Die Porphyre und Grünsteine des Lennegebietes in Westphalen [Tschermak's Min.-petr. Mitth. 1877, S. 127] führt aber Diabasgesteine aus diesem Gebiete an) — so ist doch das Ruhrgebiet nicht so weit entfernt, dass nicht die Diabas- und die Keratophyr-Ausbrüche zueinander in Beziehung hätten stehen können.

Bekanntlich haben die Keratophyre auch im Harz und im Fichtelgebirge ihre Vertreter. Charakteristisch für das letztgenannte Vorkommen ist die enge Verbindung der Keratophyre mit den gewöhnlichen sedimentären Schichtgliedern, genau so, wie dies von den Diabasen mitgetheilt wurde.

Gümbel[2] gibt folgende Schilderung:

»Innerhalb dieser Gesteinsreihe tauchen nun da und dort die Keratophyre auf, hier massig derb, ganz von der Natur eines Eruptivgesteines, scharf an dem Nebengestein abbrechend und abweichend an demselben anstossend, dort aufs Innigste mit demselben verwachsen, mit gleichsam Schritt für Schritt verfolgbaren Übergängen seiner Lagerung angeschmiegt und nachgehend, als ob dasselbe nur eine etwas abweichende Ausbildungsform des Quarzites wäre. Plötzlich macht sich die in den meisten Fällen hornfelsartige Gesteinsart von dieser innigen Verbindung frei, bricht entschieden gangartig durch das geschichtete Quarzgestein und breitet sich mächtig zu schroffen Gräten und Felsrücken aus. Diese Art der Verbindung von eruptivem und geschichtetem Gestein spiegelt sich auf das Lebhafteste in der so oft benachbarten Vergesellschaftung von Diabas und Schalstein ab. Ohne damit die völlige Analogie der beiderlei Gebilde behaupten zu wollen, dürfte es doch für die Beurtheilung der eigenthümlichen Natur dieser Felsart wichtig sein, auf diese Ähnlichkeit hinzuweisen.

[1] Lenneporphyre.

[2] Fichtelgeb. S. 186.

An noch anderen Stellen bildet sich in der Nähe solcher Keratophyre aus dem bezeichneten Quarzite selbst ein petrographisch als Gneiss zu bezeichnendes Gestein heraus, wie z. B. bei Hirschberg der Fall ist. Hier liegen auf den Halden der alten Zechen im Büchig grosse Massen von Keratophyr, zum Beweise, dass in grösserer Tiefe diese Felsart mächtig verbreitet ist, während gegen Hirschberg der begleitende Quarzit nach und nach ganz in Gneiss verläuft, noch weiter aber gegen die neuen Anlagen zu in dichte, grüne, hornfelsartige Schiefer übergeht. Hier kommt uns der Gedanke an eine gewisse Analogie mit Schalstein bei dem grossen Reichthum an Feldspath fast unwillkürlich«.

Die Schalsteinbildungen, welche uns hier beschäftigen, sind durchwegs von devonischem Alter. Es scheint jedoch, dass ganz analoge Bildungen auch in anderen Formationen vorkommen. Hieher wären die von Gümbel erwähnten hornblendeführenden Schiefer zu stellen, die an der Grenze von Cambrium und Silur liegen und von ihm als Tuffe von Gesteinen der Epidiorit- und Paläopikritreihe aufgefasst werden.[1]

Wenn man die mit Kalk gemengten Diabastuffe von Andersdorf in Mähren gesehen hat, fällt Einem sofort die grosse Ähnlichkeit in Bezug auf Structur, Färbung etc. mit den sogenannten Ophicalciten auf, so dass sich leicht der Gedanke aufdrängt, diese könnten auch Kalktuffite sein. Da ihr Serpentingehalt nachgewiesenermassen von Olivin abzuleiten ist,[2] wären natürlich Gesteine, welche solchen führen, vorauszusetzen.

Der »Schalstein« von Klosterzella in Sachsen ist nach Dalmer und Dathe (Sect. Rosswein-Nossen der geol. Specialkarte 1887, 38 u. f.) von cambrischem Alter, während für einen Schalstein von Greenfield in Massachusetts das Alter als triadisch angegeben wird.[3]

Die Gesteine der Schalsteinformation unterlagen nach ihrer Entstehung verschiedenen Einflüssen, welche ihre Umwandlung anstrebten, beziehungsweise herbeiführten. Es wirken

---

[1] Fichtelgeb. S. 143.

[2] Zirkel, Bd. III, S. 453 und N. Jahrb. 1870.

[3] Emerson, Am. Journ. (3) XXIV, 1882, 196.

hauptsächlich zwei Processe: die Verwitterung, bei welcher nur die Atmosphärilien und die unter ihrer Einwirkung gebildeten Lösungen wirksam sind und die Metamorphosirung, von welcher in unserem Falle nur die Druckmetamorphose in Betracht kommt. Es ist demnach unsere Aufgabe, die Veränderungen der Gesteine daraufhin zu untersuchen, welche von ihnen dem einen, welche dem anderen Processe ihre Entstehung verdanken. Betrachten wir die Bestandtheile unserer Gesteine, so sind vor Allem die Feldspathe wichtig. Die Carbonatbildung, die Entstehung des Glimmers (und jene von Kaolin, wo sie vorkommt) sind zweifellos Verwitterungserscheinungen, die auch dort zu beobachten sind, wo keine Druckkräfte wirksam sind; Epidot kommt in unseren Gesteinen nur spärlich vor; seine Stellung ist nicht ganz sicher deutbar, wie auch Rosenbusch[1] und Zirkel[2] angeben.

Der metamorphen Umbildung dürfte wohl sicher die sogenannte Saussuritisirung[3] zuzurechnen sein und auch die Entstehung des Grundaggregates scheint wesentlich auf druckmetamorphe Gesteine beschränkt zu sein. Bezüglich der Neubildung des Albit wäre zu bemerken, dass dieselbe, wie Becke so klar gezeigt hat, eine nothwendige Folge der auf Verkleinerung des Molecularvolumens hinarbeitenden Druckmetamorphose ist, wenngleich auch die Thatsache feststeht, dass auf Klüften der Gesteine, also gewiss ohne Druck auf rein wässerigem Wege, gleichfalls Albitneubildung erfolgt.[4]

Bezüglich der Umwandlung des Augits haben wir es mit zwei Processen zu thun gehabt; diese sind: die Chloritisirung und die Amphibolbildung. Die erstere stellt nach allen unseren Erfahrungen den gewöhnlichen Verlauf der Verwitterung dar, während letztere mit grösserer Wahrscheinlichkeit als Druckwirkung aufgefasst werden muss. Sie ist in unseren Gesteinen,

---

[1] Massige Gesteine, 3. Aufl., 720.

[2] Lehrb. der Petrographie, Bd. I, S. 616.

[3] Becke.

[4] Vergl. Gümbel, Fichtelgeb. S. 207: Kupferberg, wo Albit auf Kalkspath aufsitzt. — Sandberger, Jahrb. f. Min. 1851, 153. Albit auf Klüften der Weilburger Diabase.

wie aus den Detailbeschreibungen hervorgeht, fast allenthalben verbreitet.

Die Rolle des Biotit ist sehr interessant, aber keineswegs völlig aufgeklärt; in unseren Gesteinen trafen wir ihn als Neubildung verhältnissmässig nicht selten (siehe z. B., »Über die mährisch-schlesische Schalsteinformation«, S. 15, 16, 23, 24, 31). Alle Gesteine, in denen er vorkommt, sind aber nachweislich durch Dynamometamorphose verändert, und es liegt daher die Vermuthung nahe, dass diese seine Entstehung veranlasst habe. Als Contactmineral ist Biotit eine häufige Erscheinung, während seine Bildung auf dem Wege der Verwitterung magnesiumhaltiger Minerale, z. B. des Olivin, recht zweifelhaft ist.[1] Auch ist in Betracht zu ziehen, dass im Verlaufe der gewöhnlichen Umwandlung wohl Chlorit aus Biotit entsteht, dass aber das Umgekehrte, wie es in unseren Gesteinen zu beobachten ist, noch nicht nachgewiesen wurde.[2]

Was endlich das Endziel der Umwandlung unserer Gesteine anlangt, dem diese unter dem Einflusse der Verwitterung, welche wahrscheinlich zuerst auf die neuentstandenen Sedimente eingewirkt hat, da diese nach unserer Annahme doch auf dem Meeresboden abgelagert worden sind, und der später einsetzenden Druckmetamorphose zugeführt werden, so wurde darüber bereits im ersten Theile dieser Arbeit das Wesentliche mitgetheilt, dem auch hier nichts mehr hinzugefügt werden kann. Nur auf einen Umstand möchte ich noch die Aufmerksamkeit lenken; es ist dies die Beziehung mancher Gesteine der Schalsteinformation zu den »Grünschiefern« im Sinne Kalkowsky's, in dessen Lithologie, S. 216, es heisst: »Grünschiefer sind vor Allem zu unterscheiden von grünen Schiefern, welche irgendwie Glimmer als vorwaltenden Gemengtheil besitzen und ihre grüne Farbe namentlich der accessorischen Beimischung von Chlorit verdanken. Grünschiefer sind auch nicht schiefrige Gesteine, welche zur Familie der Diabase gehören, wie Diabastuffe etc. Im Wesentlichen und Allgemeinen sind Grünschiefer Gesteine, die aus einem Gemisch von Quarz

[1] Vergl. Brauns, Chem. Mineralogie, S. 414.

[2] Vergl. auch: T. G. Bonney: On some schistose Greenstones and allied Hornblendic schists. — Quart. Journ. geol. S., 1893.

und Feldspath in wechselnden Quantitäten einerseits und Hornblende, Epidot, Chlorit in wechselnden Mengen anderseits bestehen und als Glieder der archaischen Formationsreihe sedimentären, aber im Besonderen noch unbekannten Ursprungs sind«.

Bei der Hornblende führt Kalkowsky an, dass sie nicht wie oft in den Amphiboliten in Körnern, sondern stets in dünnen und langen Säulchen und Nadeln auftritt, die nicht selten in der Prismenzone gut geformt sind, in den meisten Fällen aber doch in Querschnitten abgerundete oder flache Formen aufweisen. Die Hornblende der Grünschiefer hat nie braune Farbe, sondern ist meist hellgrün, so dass sie im Allgemeinen als strahlsteinartig bezeichnet werden kann.

Die Ähnlichkeit dieser Hornblende mit der als Neubildung in unseren Diabastuffen und Schalsteinen ist auffallend. Nur in Bezug auf die Menge besteht ein Unterschied. Wenn man aber erwägt, dass unsere Gesteine devonisch, die Grünschiefer aber archaisch, also bedeutend älter sind, kann dieser Unterschied nicht ins Gewicht fallen, da man die Tendenz zur Hornblendebildung deutlich sieht; bei höherem Alter und bei stärkerer Einwirkung der Dynamometamorphose würde gewiss die Hornblende einen wesentlichen Gemengtheil des Gesteines bilden und den Chlorit, aus dem sie ja hervorgeht, wie wir gesehen haben (Hornblendenadeln im Chlorit!), ganz oder theilweise verdrängt haben. Das Gemenge von Quarz und Feldspath etc. haben unsere Gesteine ebenso, wie die Grünschiefer — es ist nichts anderes als das weiter entwickelte Grundaggregat; auch die Bemerkung Kalkowsky's, dass der Quarz gegen die Feldspathe zurücktritt, stimmt so wie jene, dass beide Minerale gleich farblose und homogene frische Substanz aufweisen; hier wie dort fehlt auch die Zwillingslamellirung der Plagioklase, was dafür spricht, dass eben in beiden Fällen das Quarz-Feldspath-Aggregat secundären Ursprungs ist. »Die winzigen, stark lichtbrechenden Körnchen, die in vielen Grünschiefern vorkommen, liessen sich bisher ihrer Natur nach nicht mit Sicherheit bestimmen« (Kalkowsky, Lithologie, 215). Ohne die Dünnschliffe der von Kalkowsky untersuchten Grünschiefer gesehen zu haben, glaube ich mit ziemlicher

Sicherheit jene Körnchen als identisch mit den so oft beschriebenen Titanitkörnchen unserer Gesteine betrachten zu dürfen. Auch der Rutil, der in den Grünschiefern als accessorischer Gemengtheil erscheint, wurde in den Diabastuffen und Schalsteinen hie und da gefunden, wie aus den Gesteinsbeschreibungen zu entnehmen ist.

Aus all dem dürfte wohl zur Genüge hervorgehen, dass zwischen den devonischen Diabastuffen und Schalsteinen, welche wir kennen gelernt haben, und den Grünschiefern beträchtliche Ähnlichkeiten vorhanden sind, und es drängt sich die Vermuthung auf, dass auch die Grünschiefer in ähnlicher Weise entstanden sein mögen, wie wir dies für unsere Gesteine als wahrscheinlich hinzustellen in der Lage waren.

Analysen von »Grünschiefern« Kalkowsky.

Kalkowsky, Lithologie, S. 212.

1. Epidotischer Hornblende-Grünschiefer aus dem Thale der Kleinen Striegis bei Hainichen, Sachsen (mit FeS_2 0·23%).
2. Grünschiefer von Molins in Graubünden.
3. Grünschiefer zwischen Molins und Marmels in Graubünden.
4. Melaphyr. Vergl. Tschermak, Porphyrgesteine Österreichs. 54, 1869. — Das Gestein ist augenscheinlich nicht mehr ganz frisch (H_2O = 4·85!) und dürfte ursprünglich wohl mehr Natrium und vielleicht auch weniger Eisenoxyd enthalten haben.

	1.	2.	3.	4.
SiO_2	54·42	51·38	47·14	51·73
Al_2O_3	15·32	13·29	14·78	15·30
Fe_2O_3	5·01	15·44	18·91	10·56
FeO	6·95	—	—	3·38
MgO	3·84	6·61	9·59	3·20
CaO	7·49	8·94	2·88	6·61
Na_2O	5·77	3·99	0·16	2·14
K_2O	0·94	1·05	6·16	1·37
H_2O	0·51	—	—	4·85
P_2O_5	—	—	—	0·40
Summe	100·25	100·70	99·62	99·54

Wie man sieht, zeigt der Grünschiefer Nr. 1 eine nicht geringe Ähnlichkeit in der Zusammensetzung mit einem Melaphyr (Analyse Nr. 4). Versucht man seine ursprüngliche Mineral-Zusammensetzung zu erforschen, so kann man etwa folgende Vertheilung annehmen:

Berechnung des Grünschiefers Nr. 1.

	Albit	Orthoklas	Anorthit	Augit	Olivin	Magnetit	Verbraucht	Differenz
SiO_2 = 54·6	33·6	3·4	3·6	9·2	2		51·8	+2·8
Al_2O_3 = 15·4	9·5	1·0	3	2·3			15·8	—0 4
Fe_2O_3 = 5·0				0·2		4·8	5	0
FeO = 6·9				2·7	0·4	2·2	5·3	+1·6
MgO = 3·9				2	2·4		4·4	—0·5
CaO = 7·5			1·6	3 6			5·2	+2·3
Na_2O = 5·8	5·8						5·8	0
K_2O = 0·9		0·9					0·9	0
100·0	48·9	5·3	8·2	20·0	4·8	7·0		

Bei dieser Berechnung wurde angenommen, dass das gesammte Natrium im Albitmoleküle und das Kalium im Orthoklasmoleküle enthalten sei.

Dem Augite wurde vorläufig die Zusammensetzung zugeschrieben:

SiO_2	45·81
Al_2O_3	11·77
Fe_2O_3	1·17
FeO (und MnO) ...	13·34
MgO	10·02
CaO	17·89
	100·00

(siehe Brögger, Laurdalit und sein Ganggefolge, S. 77).

Der Olivin endlich entspricht der Analyse Nr. VII in Hintze's Handbuch, S. 18 und 19 (Lützelberg bei Sasbach im Kaiserstuhl, Knollen im Basalt, Knop, Jahrb. f. Min. 1877, 698).

Die Differenzen bei SiO_2, FeO, CaO sind bedeutend. Rechnet man die Werthe auf 100 um und sucht die Molekülproportionen, so ergibt sich, dass

$$SiO_2 : CaO : FeO = 2 : 2 : 1.$$

Schlägt man auf Grund dieser Erfahrung die Differenzbeträge zu den Augitzahlen hinzu, so ergibt die Umrechnung auf 100 für den Augit folgende Zusammensetzung:

		XI	LXXXI
SiO_2	44·94	44·40	44·18
Al_2O_3	8·61	7·83	8·00
Fe_2O_3	0·75	—	11·00
FeO+MnO	16·10	11·92	3·50
MgO	7·50	10 15	10·57
CaO	22 10	22·60	23·22
$K_2O Na_2O$	—	2·78	—
H_2O	—	1·03	—
	100·00	96·79	

Ein Vergleich mit der Analyse XI auf S. 1104 von Hintze's Handbuch (Limburg, Tobler, Journ. für pract. Chemie, 1854, 63, 470), sowie mit Nr. LXXXI, ebenda, S. 1106 (Augit aus Tuffen des nördl. Böhmen, Schmidt, Tschermak's M. P. Mitth. 4, 14), zeigt eine befriedigende Übereinstimmung, die sich begreiflicherweise noch verbessern liesse, wenn man das als Magnetit gerechnete Fe zum Theil in die Augitmischung aufnehmen, oder wenn man das Gestein als olivinfrei rechnen würde. Im letzteren Falle erhielte der Augit die Zusammensetzung:

SiO_2	44·45
Al_2O_3	7·32
Fe_2O_3	0·64
FeO+MnO	14·91
MgO	13·97
CaO	18·71

Jedenfalls zeigen diese Betrachtungen Eines, nämlich, dass die chemische Zusammensetzung kein Hinderniss für die

Annahme ist, dass die sogenannten Grünschiefer aus eruptivem Material zusammengesetzt sind.

Nimmt man dazu die Beziehungen, welche wir zwischen den grünen Schiefern, den Schalstein- und Diabastuffen aufgefunden haben und welche gewissermassen die Brücke bilden zwischen den jüngeren (devonischen) Gebilden und den älteren (archaischen), so wird man zugeben müssen, dass die Anschauung, dass in den Grünschiefern Tuffe alter Ergussgesteine (Diabase, Melaphyre?) vorliegen, grosse Wahrscheinlichkeit hat. (Vergl. T. G. Bonney: On same cases of the Conversion o compact »Greenstones« into Schists. — Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1894, pag. 284.)

Erklärung der Tafeln.

Tafel I.

Fig. 1. Glasige Diabaslava. Fundort: zwischen Trogen und Feilitsch, Fichtelgebirge.

Fig. 2. Olivindiabas von demselben Fundorte.

Fig. 3. Tuff eines Epidiorites. Töpen, Fichtelgebirge.

Fig. 4. Fragl. Lava eines Epidiorites von Töpen. Die Poren des Gesteines sind ganz mit Neubildungen, vorzugsweise Chlorit, erfüllt.

Fig. 5. Diabastuff von Töpen. Neugebildete Feldspathleisten ganz durchwaschen von Aktinolithnadeln.

Fig. 6. Diabastuff (grüner Schiefer), Mohrungen, Harz.

Tafel II.

Links: körnige Diabase mit ihren Contacthöfen. Copie nach Blatt Pansfelde der geol. Specialkarte von Preussen. (Aufgenommen von K. Lossen.)

Rechts: Spilite mit den sie begleitenden Tuffen. Copie nach Blatt Hasselfelde. (Lossen.)

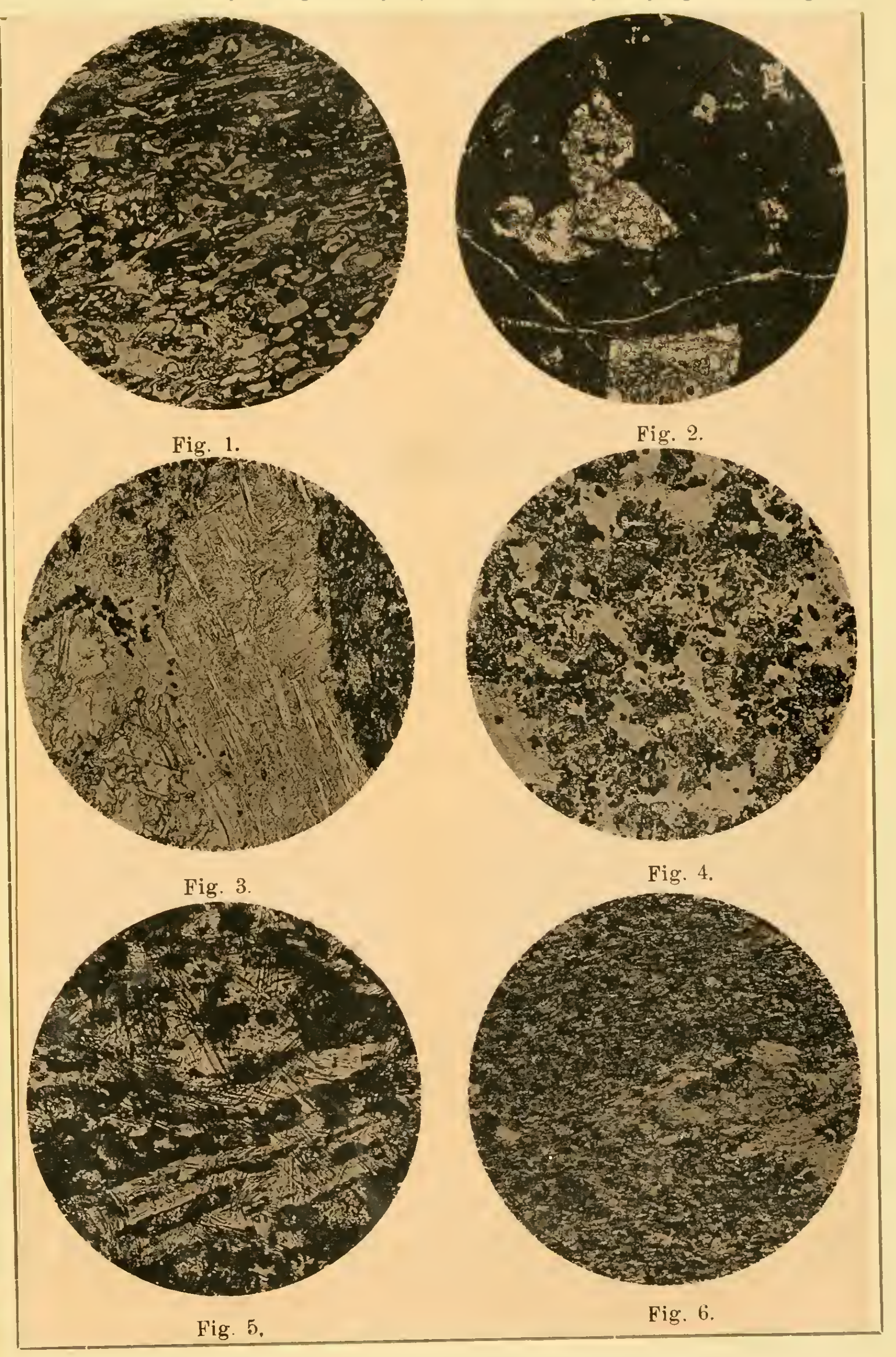
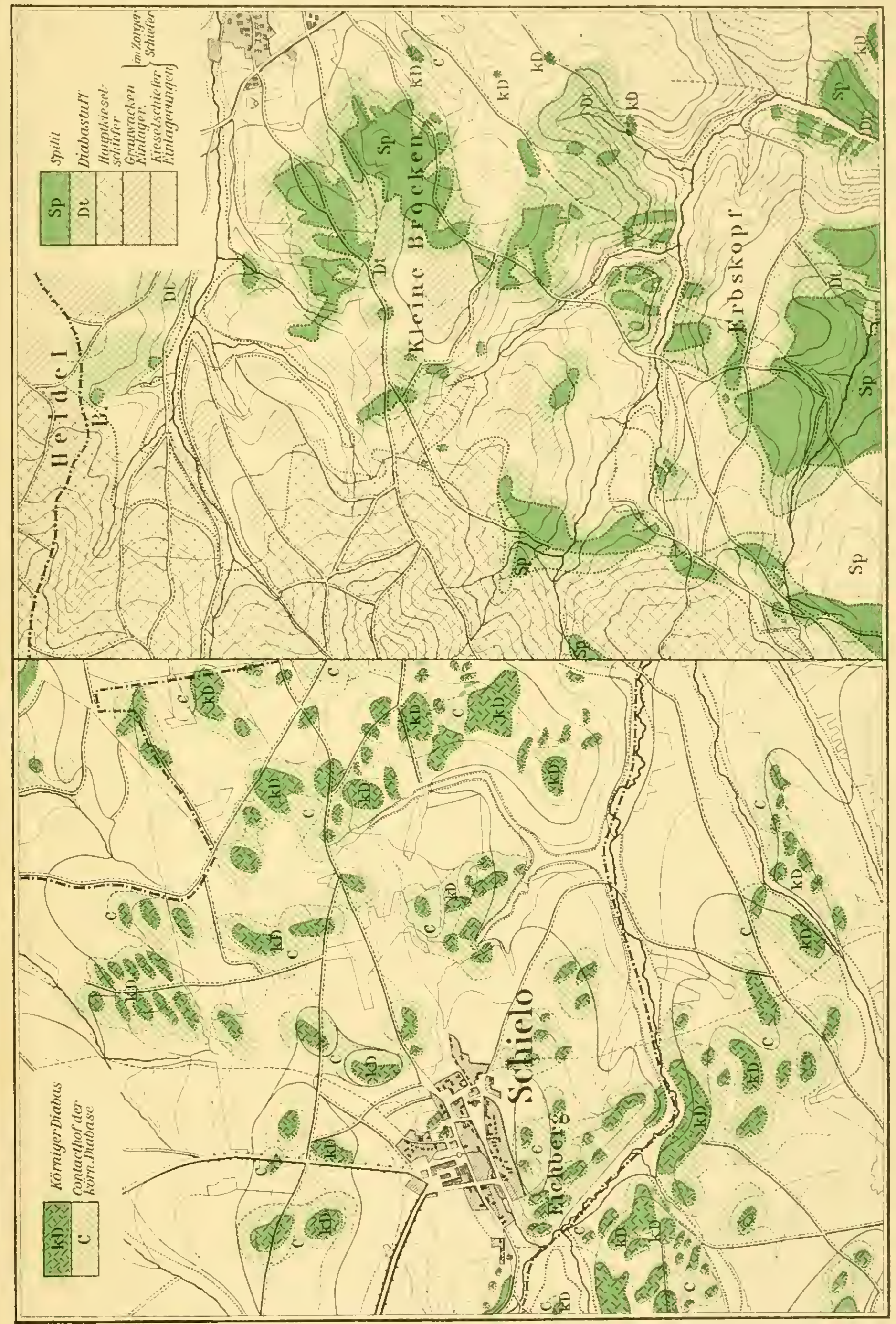


Fig. 1. Fig. 2. Fig. 3. Fig. 4. Fig. 5. Fig. 6.

Lichtdruck von Max Jaffe, Wien.





Kartogr. Anst. v. G. Freytag & Berndt, Wien.